



**Maisterintutkielma maantieteessä
Luonnonmaantiede**

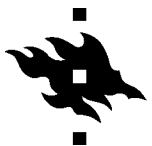
**ILMASTOVAIHTELUIDEN VAIKUTUS ARKTISTEN SOIDEN
HIILIKERTYMÄÄN VIIMEISEN TUHANNEN VUODEN AIKANA**

Mai Kärppä
2020

Ohjaajat:
Yliopistotutkija Minna Väiliranta
Professori Miska Luoto

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
GEOTIETEIDEN JA MAANTIETEEN LAITOS
MAANTIEDE

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta – Fakultet – Faculty		Osasto – Institution – Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Geotieteiden ja maantieteen laitos	
Tekijä – Författare – Author			
Mai Kärppä			
Tutkielman otsikko – Avhandlings titel – Title of thesis			
Ilmastovaihteluiden vaikutus arktisten soiden hiilikertymään viimeisen tuhannen vuoden aikana			
Koulutusohjelma ja opintosuunta – Utbildningsprogram och studieinriktning – Programme and study track			
Maantieteen maisteriohjelma, luonnonmaantiede			
Tutkielman taso – Avhandlings nivå – Level of the thesis	Aika – Datum – Date	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages	
Maisterintutkielma, 30 op.	Kesäkuu 2020	65 + 1 liite	
Tiivistelmä – Referat – Abstract			
<p>Arktiset suot sisältävät huomattavan suuren osan kaikesta maaperän hiilestä, minkä vuoksi niiden merkitys globaalin hiilitaseen kannalta on erittäin tärkeä. Suot ovat pitkäaikaisia hiilen varastoja, joiden hiilenkertymisnopeus on riippuvainen ilmastovaihteluista. Ilmastonmuutoksen aiheuttama ilmaston lämpeneminen kohdistuu eniten arktiselle alueelle, mikä vaikuttaa suoraan soiden toimintaan maaperän lämpenemisen, suon vedenpinnan korkeuden muutosten, kasvilajiston muutosten ja ikiroudan sulamisen kautta. Näillä kaikilla on vaikutusta siihen, miten suot sitovat ja vapauttavat hiiltä.</p> <p>Tässä tutkimuksessa selvitettiin, miten tunnetut ilmastovaihtelut ovat vaikuttaneet subarktisten soiden hiilenkertymisnopeuteen eli hiilikertymään viimeisen tuhannen vuoden aikana. Tutkimus keskittyi etenkin keskiajan lämpöanomalian, pienen jääkauden sekä 1980-luvulta lähtien alkaneen voimakkaan lämpenemisen vaikutuksiin. Tutkimusaineisto koostui 15 turvenäytesarjasta, jotka kerättiin subarktisilta soilta Ruotsin Lapista sekä Venäjältä Kuolan niemimaalta ja Komin alueelta. Näytesarjat kairattiin epäjatkuvan ikirouta-alueen soiden välipinnoilta, joiden tiedetään reagoivan ilmaston lämpenemiseen herkästi. Suonäytteet ajoitettiin radiohiili- (^{14}C) ja lyijymenetelmillä (^{210}Pb) ja jokaisen näytesarjan turpeen- ja hiilenkertymisnopeudet laskettiin viimeisen tuhannen vuoden aikana syntyneistä turvekerroksista yhden senttimetrin resoluutiolla.</p> <p>Tutkittujen suonäytteiden perusteella huomattiin, että etenkin pienen jääkauden kylmällä ilmastovaiheella sekä sen jälkeen alkaneella lämpenemisjaksolla on ollut huomattava vaikutus soiden hiilikertymään. Pienen jääkauden aikana hiiltä kertyi soihin vain vähän (mediaani $10,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$), kun taas sen jälkeinen lämpeneminen ja etenkin viimeisin, noin 1980-luvulta lähtien alkanut erittäin voimakkaan lämpenemisen aika näkyvät soilla voimakkaina hiilikertyminä (mediaani $48,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$). Keskiajan lämpöanomaliolla sen sijaan huomattiin vain heikko positiivinen vaikutus hiilikertymään. Keskimäärin tutkimussoiden hiilikertymä viimeisen tuhannen vuoden aikana oli $43,3 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$, mikä on huomattavasti aiemmin tutkittua $22,9 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ keskiarvoa suurempi kertymä (p-arvo 0,0003).</p> <p>Tulosten perusteella lämpimien ilmastojaksojen aikana soihin on sitoutunut hiiltä nopeammin kuin viileinä ajanjaksoina. Lämpimien jaksojen aikana hiilikertymää kasvattaa pidentynyt kasvukausi sekä nopeutunut hajoaminen, kun taas kylmät jaksot lyhentävät kasvukautta ja ohentavat turpeen aktiivisen kerroksen paksuutta ikiroutakerroksen laajetessa. Pienen jääkauden jälkeen syntyneissä kerroksissa hiilikertymää suurentaa osittain turpeen heikko maatuneisuusaste, mutta myös ikiroudan sulamisen on havaittu olevan yhteydessä suuriin hiilikertymiin. Menneiden hiilenkertymisnopeuksien tutkiminen auttaa ymmärtämään soiden ja hiilenkierron dynamiikkaa entistä paremmin, mutta on huomattava, ettei hiilikertymä juurikaan kerro suon hiilitaseesta, eli siitä, onko suo toiminut hiilen nieluna vai lähteenä.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Ilmastonmuutos, subarktinen, hiili, turve, pieni jääkausi, keskiajan lämpöanomalia			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Helsingin yliopiston E-thesis-palvelu/HELDA			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			



Tiedekunta – Fakultet – Faculty		Osasto – Institution – Department	
Faculty of Science		Department of Geosciences and Geography	
Tekijä – Författare – Author			
Mai Kärppä			
Tutkielman otsikko – Avhandlingens titel – Title of thesis			
Climate impact on carbon accumulation rate in Arctic peatlands over the past millennia			
Koulutusohjelma ja opintosuunta – Utbildningsprogram och studieriktning – Programme and study track			
Master's programme in geography, physical geography			
Tutkielman taso – Avhandlingens nivå – Level of the thesis	Aika – Datum – Date	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages	
Master's thesis, 30 credits	June 2020	65 + 1 appendix	
Tiivistelmä – Referat – Abstract			
<p>Arctic peatlands are globally extensive and long-lasting storages of carbon and are therefore important ecosystems controlling global carbon cycling. Changes in climate affect peatlands' ability to accumulate carbon through changes in hydrology and water table level, vegetation, soil temperature and permafrost thaw. As climate warming is projected mostly to northern and arctic regions, it may change the peatlands' capacity to sequester and release carbon as carbon dioxide and methane.</p> <p>In this Master's Thesis I studied how the past climate changes are reflected in carbon accumulation rates over the past millennia. Known climate anomalies, such as the Medieval Climate Anomaly, Little Ice Age and the last rapid warming starting from 1980, and their impact on average long-term apparent rate of carbon accumulation were studied from the peat proxies. 15 peat cores were collected from northern subarctic Swedish Lapland and from North-East European Russia. Cores were collected from the active peat layer above permafrost that is known to be sensitive to climate warming. Cores were dated with radiocarbon (^{14}C) and lead (^{210}Pb) methods and peat properties and accumulation patterns were calculated for one centimeter thick subsamples based on chronologies.</p> <p>The Little Ice Age and the last rapid warming affected the carbon accumulation rate considerably whereas for Medieval Climate Anomaly period the peat records did not show very distinctive response. During the Little Ice Age the carbon accumulation rates were low (median $10,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$) but during the post-Little Ice Age and especially during the last warm decades after 1980 carbon accumulation rates have been high (median $48,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$). Medieval Climate Anomaly had only a minor positive effect on accumulation rates. On average, the long-term apparent rate of carbon accumulation during the past millennia was $43,3 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ which is distinctly higher than the previously studied rate of $22,9 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ for northern peatlands (p-value 0,0003).</p> <p>Based on results it can be concluded that warm climate periods accelerated the carbon accumulation rate whereas during cold periods accumulation decelerated. Warm climate prolongs the growth period and accelerates the decomposition of peat; cold climate shortens the period of plant growth and thickens the permafrost layer in peatlands, respectively. However, peat layers that are formed after the Little Ice Age are incompletely decomposed which amplifies the carbon accumulation rate partly. Nevertheless, permafrost thawing has been shown to increase accumulation rates, as well. Studying past carbon accumulation rates helps to understand the peatland and carbon cycling dynamics better. Even though accumulation rates reveal a lot about carbon sequestration capabilities of peat, it does not indicate whether a peatland has been a carbon sink or a source.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Climate change, subarctic, carbon, peat, Little Ice Age, Medieval Climate Anomaly			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
University of Helsinki electronic theses library E-thesis/HELDA			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

1. JOHDANTO.....	1
2. TEOREETTINEN TAUSTA.....	2
2.1 ARKTINEN ALUE JA ILMASTOLLISET TAKAISINKYTKENNÄT	3
2.2 SUOT EKOSYSTEEMINÄ	6
2.3 SOIDEN HIILIVARASTOT	7
2.4 YMPÄRISTÖTEKIJÖIDEN VAIKUTUS SOIDEN HIILIVARASTOON	10
2.4.1 Lämpötila	10
2.4.2 Sademäärä ja vedenpinnan korkeus.....	11
2.4.3 Kasvillisuus	12
2.5 SOIDEN PITKÄAIKAINEN HIILIKERTYMÄ.....	13
2.6 TUNNETUT ILMASTOANOMALIAIT VIIMEISEN TUHANNEN VUODEN AIKANA	15
3. AINEISTO JA METODIT	17
3.1 TUTKIMUSALUEET	17
3.2 AINEISTON KERUU JA ALKUKÄSITTELY	21
3.3 NÄYTTEIDEN AJOITTAMINEN	23
4. TULOKSET	25
4.1 NÄYTESARJOJEN KRONOLOGIA JA IKÄ-SYVYYSMALLIT	26
4.2 KOMI	29
4.2.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog2, Rog4 ja Rog8.....	30
4.2.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog11 ja Rog14	32
4.3 KUOLA.....	34
4.3.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Ter2.1 ja Lov1.3	35
4.3.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov2.2 ja Lov3.1	37
4.3.3 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov3.2 ja Lov3.3	38
4.4 RUOTSI	40
4.4.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Abi1.2 ja Taav1.1	41
4.4.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Taav1.2 ja Taav2.1	42
5. TULOSTEN TARKASTELU.....	44
5.1 HIILIKERTYMÄN SUHDE ILMASTOANOMALIOIHIN	47
5.1.1 Keskiajan lämpöanomalia ja sen jälkeinen aika	48
5.1.2 Pieni jääkausi.....	48
5.1.3 Pienen jääkauden jälkeinen aika.....	49
5.1.4 Viimeisin lämpeneminen	49
5.2 TULOSTEN TULKINTA JA EPÄVARMUUKSET	50
6. JOHTOPÄÄTÖKSET.....	53
7. LÄHTEET	55
KIITOKSET.....	65
LIITTEET	1
LIITE 1.....	1

1. JOHDANTO

Arktiset ikiroutasuot ovat yksi merkittävimmistä maaperän hiilen varastoista maapallolla. Pohjoinen ikirouta-alue kattaa noin 16 % koko maapallon pinta-alasta ja siitä soita on noin 19 % (Tarnocai ym. 2009). Arktisen ikirouta-alueen sitoman hiilen määrän on arvioitu olevan 1035 ± 150 Pg (Hugelius ym. 2014), eli noin kaksinkertainen verrattuna ilmakehän hiilivarastoon (Houghton 2007). Tästä määrästä arviolta 280 Pg on sitoutuneena ikiroutasoihin (Tarnocai ym. 2009). Vaikka arktisten soiden pinta-ala on suhteellisen pieni maailman mittakaavassa, niiden sitoman hiilen määrä vastaa noin 19 % kaikesta maaperään sitoutuneesta hiilestä (Scharlemann ym. 2014). Arktiset suoekosysteemit ovat siis merkittävä osa hiilen kiertoa, sillä ne toimivat tehokkaina hiilidioksidinieluina, mutta toisaalta ne myös päästävät hiiltä metaanina ja hiilidioksidina takaisin ilmakehään (Laine ym. 2019; Männistö ym. 2019).

Ilmaston lämpeneminen kiihdyttää kasvien fotosynteesiä etenkin pohjoisilla alueilla ja vauhdittaa mikrobitoiminnan lisäyksen kautta myös orgaanisen aineksen hajoamista, joten on mahdollista, että lämpeneminen tulee vaikuttamaan soiden kykyyn sitoa ja vapauttaa hiiltä sen eri muodoissa (Davidson & Janssens 2006). Soiden hiilikierron yhteyttä ilmaston palautekytkentöihin on kuitenkin vaikea arvioida, sillä ilmaston lämpenemisen vaikutukset soihin ovat vielä osittain tuntemattomia, eivätkä niiden vasteet lämpenemiseen ole aina suoraviivaisia (Belyea 2009; Frolking ym. 2011). Ilmaston lämpeneminen voi esimerkiksi aiheuttaa muutoksia kosteusolosuhteissa ennalta-arvaamattomilla tavoilla, mikä vaikuttaa merkittävästi siihen, miten suokasvillisuus muuttuu ja miten hiiltä kertyy turpeeseen (Zhang ym. 2018, Swindles ym. 2019). Myös ikiroudan sulaminen suoalueilla saattaa mahdollistaa mikrobitoiminnan käynnistymisen aiemmin jäässä olleissa suokerroksissa, jolloin sulavat kerrokset jatkavat maatumisprosessia vapauttaen ilmakehään lisää hiiltä hiilidioksidina tai metaanina (Hodgkins ym. 2014; Jones ym. 2017). Maaperän sulamisella ja sen vaikutuksilla hydrologiseen kiertoon, mikrobitoimintaan ja syvälle maaperään varastoituneen hiileen voi olla ilmastoa lämmittäviä seurauksia, vaikka lisääntynyt yhteyttäminen sitoisikin hiiltä aiempaa tehokkaammin (Schuur ym. 2009).

Tässä tutkimuksessa vertaillaan Venäjältä Kuolan niemimaalta ja Komin alueelta sekä Ruotsin Lapista kerättyjen 15 turvenäytesarjan hiilenkertymisnopeuksia toisiinsa ja yksittäisiä näytesarjoja peilataan tunnettuihin ilmastoanomalioihin viimeisen tuhannen vuoden aikana. Tutkimuksessa selvitetään, 1) miten tunnetut lämpimät ja kylmät jaksot, kuten keskiajan lämmin ajanjakso ja pieni jääkausi, näkyvät hiilikertymän vaihteluina turpeessa. Lisäksi tutkitaan, 2)

erottuuko 1980-luvulta lähtien alkanut voimakas lämpeneminen mitenkään hiilikertymän muutoksina. Tutkimalla menneiden ilmastovaihteluiden vaikutusta hiilikertymään voidaan arvioida ja mallintaa, miten nykyinen ilmaston lämpeneminen vaikuttaa soiden kykyyn sitoa hiiltä tulevaisuudessa. Koska ilmaston lämpeneminen ei jakaudu tasaisesti maapallolla, vaan kohdistuu eniten juuri arktiseen alueeseen, muutokset paikallisissa sääolosuhteissa ja sitä kautta ekosysteemeissä voivat olla hyvinkin merkittäviä koko maapallon ilmaston kannalta (Serreze ym. 2000). Tämä tekee pohjoisten soiden tutkimisesta erityisen mielenkiintoista ja tärkeää ilmastomuutoksen ennustettavuuden kannalta.

2. TEOREETTINEN TAUSTA

Arktiset suoalueet sijoittuvat pohjoiselle pallonpuoliskolle, jolla valon määrä vaihtelee vuodenaikojen mukaan voimakkaasti. Talvet ovat pitkiä ja kylmiä ja kasvukausi kesäisin on lyhyt, minkä vuoksi arktista aluetta määrittää myös osittainen tai jatkuva ikirouta. Ikiroutasuot kattavat laajoja alueita Pohjois-Fennoskandiassa, Pohjois-Amerikassa ja Venäjällä ja ne ovat sitoneet hiiltä noin 280 Pg:n verran, mikä on merkittävä osa koko maapallon hiilivarastosta (Tarnocai ym. 2009; Hugelius ym. 2014). Ikirouta-alueen tiedetään reagoivan helposti vaihteluihin ilmastossa, minkä vuoksi alueen suot ovat hyviä ilmastomuutosindikaattoreita (Luoto ym. 2004; Fronzek ym. 2006). Suot muodostuvat hitaasti tuhansien vuosien aikana, joten ne toimivat luonnonarkistoina, joista voidaan tunnistaa esimerkiksi ihmistoiminnan vaikutuksen alkaminen antroposeeniksi kutsutulla aikakaudella (Swindles ym. 2015a) tai holoseenin ilmastomuutokset (Booth & Jackson 2003).

Kuvassa 1 on esitetty ikiroudan alueellinen jakautuminen pohjoisella pallonpuoliskolla. Ikirouta on pysyvästi jäässä oleva maaperäkerros, jonka lämpötila pysyy alle 0 °C vähintään kahden peräkkäisen kesän ajan (IPA 2020). Se vaikuttaa soiden korkokuvaan jäätymisen ja sulamisen aiheuttamien liikuntojen kautta ja muodostaa turpeeseen säännöllisiä kuvioita tai suuria palsakumpuja. Ikiroutasoille tyypillisiä muodostumia ovat turvetasangot, palsakummut, romahtaneiden palsojen synnyttämät pienet lammet ja turvemuodostumat sekä säännöllisen monikulmion muotoiset turvekuviot (Rydin & Jeglum 2006). Tässä tutkimuksessa käsitellyt suoalueet sijoittuvat arktisen alueen eteläisemmille ja subarktisille alueille, joilla ikiroutaa esiintyy epäjatkovana tai vain paikoitellen.



Kuva 1. Ikiroudan alueellinen jakautuminen pohjoisella pallonpuoliskolla. Pohjoisimmille alueille ulottuva tummansininen väri kuvaa vyöhykettä, jolla jatkuvaa ikiroutaa esiintyy yli 90 % maa-alasta. Toiseksi tummin sininen kuvaa epäjatkuvan tai paikoittaisen ikiroudan aluetta, jolla ikirouta peittää 10–90 % maan pinta-alasta. Vaaleansinisellä värillä on esitetty alue, jolla ikiroutaa esiintyy vain satunnaisina ja hajanaisina laikkuina. *Muokattu: Hugo Ahlenius, UNEP/ GRID-Arendal 2007.*

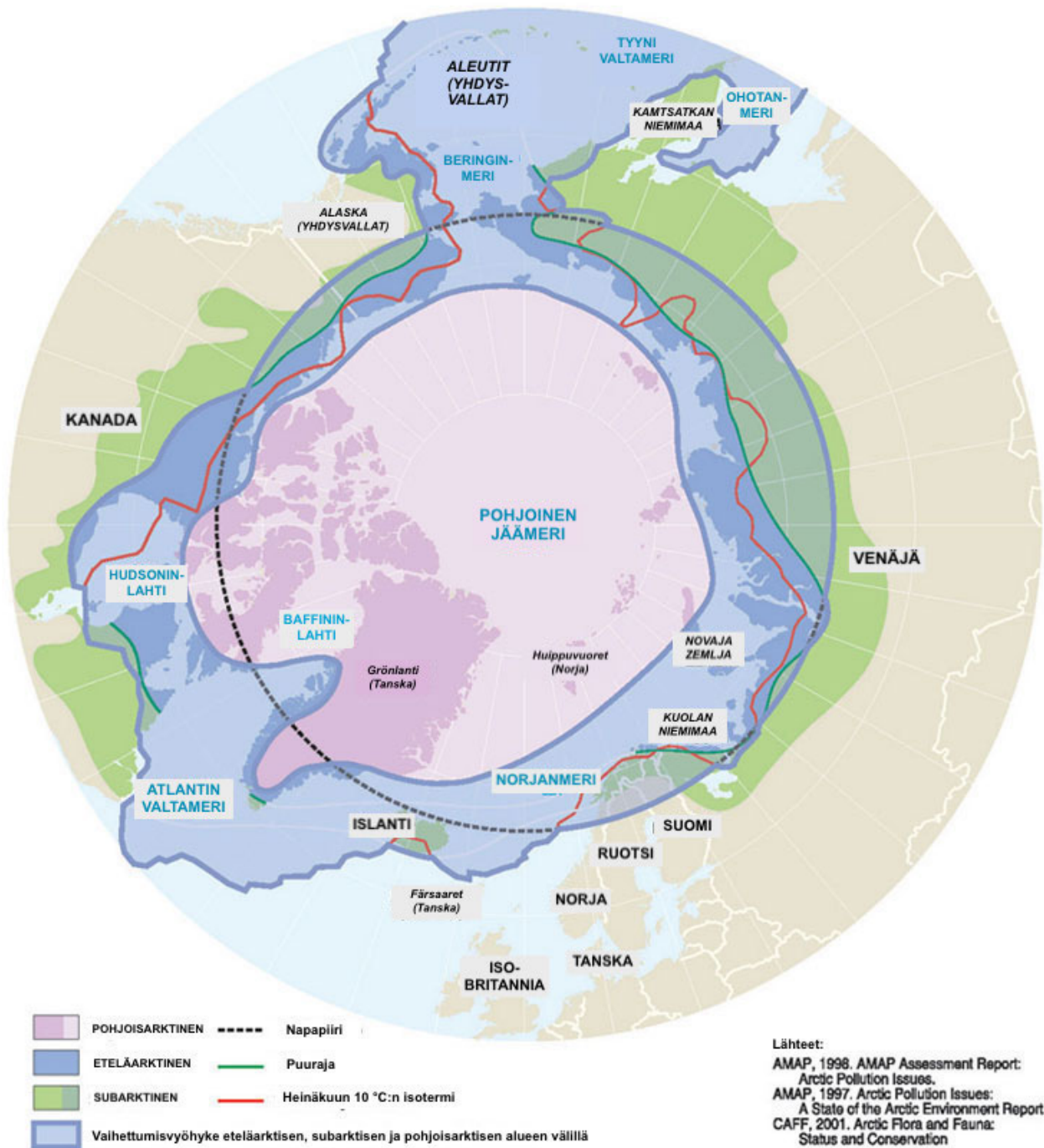
2.1 Arktinen alue ja ilmastolliset takaisinkytkennät

Arktinen alue voidaan määritellä usealla eri tavalla tutkittavasta aiheesta riippuen. Alueen rajausta voidaan tehdä esimerkiksi poliittisiin hallintorajoihin tai luonnontieteellisiin ominaisuuksiin perustuen. Arktista määrittäviä luonnontieteellisiä ominaispiirteitä ovat muun muassa merijää, ikirouta, kesälämpötila, pohjoinen puuraja ja napapiiri. Yleisimmin arktinen alue käsitetään pohjoisen napapiirin rajaamaksi alueeksi (Arktinen keskus, Lapin yliopisto 2020).

Arktinen alue eli Arktis voidaan jakaa pohjoisarktiseen alueeseen, joka koostuu lähinnä merijäästä; eteläarktiseen alueeseen, jonka eteläreuna myötäilee heinäkuun 10 °C isotermin; sekä subarktiseen vyöhykkeeseen, joka määritellään subarktisen ilmaston mukaan (kuva 2). Arktinen alue ei ole maantieteellisesti teräväreunainen ja yhtenäinen alue sen laajuuden, ilmaston ja kasvillisuuden moninaisuuden vuoksi. Ilmaston lämpenemisen vaikutukset näkyvät kuitenkin koko arktisella alueella nopeasti, minkä vuoksi on järkevää tarkastella arktista huomioiden sekä sen pohjoiset että

eteläiset alueet (Serreze & Barry 2011). Arktisen alueen merkitys maapallon ilmaston kannalta on huomattava, sillä se koostuu lumen, jään ja ikeiroudan peittämissä alueista, jotka heijastavat voimakkaasti auringon säteilyä takaisin avaruuteen ja näin ollen viilentävät ilmastoa. Vähäisetkin muutokset ilmastossa voivat kuitenkin muuttaa alueen lumi-jäätasapainoa aikaansaaden tapahtumaketjun, joka vahvistaa lämpenemistä tai viilenemistä (Budikova 2009; Serreze & Barry 2011). Ilmiötä kutsutaan albedon takaisinkytkennäksi tai lumi-albedo-takaisinkytkennäksi (Serreze & Francis 2006). Albedolla tarkoitetaan pinnan heijastavuutta eli sitä, kuinka paljon pinta heijastaa auringon säteilyä takaisin avaruuteen. Mitä tummempi pinta on, sitä enemmän se imee itseensä säteilyä, kun taas valkoinen pinta heijastaa säteilyä voimakkaasti takaisin. Albedon vaikutus voidaan nähdä selkeimmin nimenomaan lumi- ja jääpeitteisillä pinnoilla, joiden takaisinheijastavuus on suurta.

Takaisinkytkennällä ilmastokeskustelussa tarkoitetaan prosesseja, jotka joko vahvistavat tai heikentävät ilmastopakotteiden, kuten kasvihuonekaasujen tai auringon säteilyn, vaikutuksia: esimerkiksi ilman hiilidioksidipitoisuuden lisääntyminen voimistaa kasvihuoneilmiötä ja happamoittaa meriä (NASA 2020). Takaisinkytkennät voivat olla positiivisia, eli ilmiötä vahvistavia, tai negatiivisia, eli ilmiötä vaimentavia. Ilmaston lämmetessä lumi ja jää sulavat arktisilla alueilla paljastaen enemmän tummaa maata ja tummaa merivettä, joilla on matala albedo. Lumettomat ja jäättömät tummat pinnat imevät itseensä enemmän auringon energiaa kuin heijastavat sitä takaisin avaruuteen, jolloin arktinen alue voi lämmetä entisestään. Kun alueen ilmasto muuttuu lämpimämmäksi, jäljellä olevan lumen ja jään sulaminen kiihtyy ja Arktis lämpenee entistä enemmän (Curry ym. 1995; Serreze & Francis 2006). Tämä on esimerkki positiivisesta takaisinkytkennästä. Lumen ja jään sulaminen ilmastomuutoksen myötä aiheuttavat myös muita odottamattomia seurauksia suurilmastossa: esimerkiksi pohjoisen pallonpuoliskon keskileveysillä sään ääri-ilmiöt voimistuvat arktisen alueen lämpenemisen myötä (Cohen ym. 2014). Sama ilmiö voi tapahtua myös toisin päin. Jos ilmasto maapallolla viilenee, merialueita peittävät jäälautat voivat kasvaa. Meri alkaa jäätyä hieman aiemmin syksyllä ja sulaa hieman myöhemmin keväällä kuin aiempina vuosina. Näin alueen heijastavuus taas kasvaa, mikä viilentää ilmastoa, eli aiheuttaa negatiivisen palautekytkennän.



Kuva 2. Arktinen alue voidaan jaotella sen eri ominaisuuksien, kuten esimerkiksi lämpötilan, puurajan tai merijään mukaan. Kuvassa alue on jaettu kolmeen pääalueeseen: ikeiroudan ja merijään peittämään pohjoisarktiseen alueeseen, heinäkuun 10 °C:n isotermin myötäilevään eteläarktiseen alueeseen sekä subarktiseen alueeseen, joka rajautuu subarktisen ilmaston mukaan boreaalisen havumetsävyöhykkeen ja arktisen tundran välille. *Muokattu: Arktinen keskus, Lapin yliopisto 2020.*

2.2 Suot ekosysteemeinä

Suot ovat ekosysteemejä, jotka koostuvat turvetta muodostavien kasvien, kuten turvesammalien ja sarakasvien, jäämistä. Turvetta muodostuu eniten pohjoisilla alueilla, joilla kasvien hajoaminen on hidasta kylmän ja kostean ilmaston takia (Clymo 1983). Soita ja runsaasti hiiltä sisältävää maata onkin eniten pohjoisella pallonpuoliskolla ja arktisella alueella (Scharlemann ym. 2014). Arktiset suot ovat vähäravinteisia, yleensä happamia ja suurelta osin avoimia alueita, joten ne ovat alttiita tuulelle ja auringonsäteilylle. Suomaaperä pidättää vettä sisällään pesusienen tavoin, minkä vuoksi turve on pitkälti veden saturoimaa ja veden pinta on lähellä suon pintaa. Mikro-organismit kuluttavat vedessä olevan vähäisen hapen nopeasti, minkä vuoksi veden saturoimaa kerrosta kutsutaan hapettomaksi kerrokseksi, katotelmaksi (Rydin & Jeglum 2006). Suon pintakerrosta, joka ei ole jatkuvasti veden saturoimana, kutsutaan hapelliseksi kerrokseksi tai akrotelmaksi. Suon sisällä olevan veden pinnan korkeudella tarkoitetaan siis sitä, kuinka syvällä veden pinta on suon pinnasta mitattuna. Tässä tutkimuksessa veden pinnan korkeudella tarkoitetaan nimenomaan tätä suon sisällä olevan veden pinnan tasoa, ellei erikseen toisin mainita.

Jatkuvan vesiylimäärän vuoksi suoalueilla kasvavat vain tietyt pysyvää kosteutta sietävät kasvit ja eliöt (Rydin & Jeglum 2006). Suokasvillisuus sitoo itseensä ilmakehän hiilidioksidia fotosynteesin eli yhteyttämisen kautta. Yhteyttämisen tehokkuus ja tuottavuus ovat riippuvaisia suon kasvilajikoostumuksesta, mikä taas vaikuttaa karikkeen syntymiseen ja sitä kautta turpeen kertymisnopeuteen. Turpeen muodostuminen alkaa, kun kasvien perustuotannon määrä ylittää niiden maatumisnopeuden ja esimerkiksi huuhtouman takia tapahtuvan orgaanisen aineksen häviön (Clymo 1983).

Suot jaotellaan kasvillisuutensa, ravinteikkuutensa ja muotonsa perusteella eri suotyyppeihin, joista arktisilla ja pohjoisilla alueilla tyypillisimpiä ovat keidas- ja aapasuot sekä niitä muistuttavat suoyhdistelmätyypit (Gorham 1991). Keidassoilla suon keskiosa on korkeammalla kuin sen reunat, jolloin kohollaan olevasta keskiosasta valuu ravinteita ja vettä kohti reunaosia. Aapasuot ovat keidassoita ravinteikkaampia, sillä niiden keskiosa on reunoja alempana, jolloin suota ympäröivältä valuma-alueelta valuu ravinteita kohti suon keskustaa. Ikiroudan esiintymisalueella esiintyy myös palsasoita, jotka muistuttavat aapasoita. Palsasoilla ikirouta synnyttää turpeeseen jäälinsejä, jotka kasvavat ja nostavat turvetta ylöspäin kummuiksi, joita kutsutaan palsoiksi (Lundqvist 1969). Palsojen lisäksi maaperän sulaminen ja jäätyminen synnyttävät soihin säännönmukaisia monikulmaisia kuvioita, joiden luonnehtimia soita kutsutaan polygonisoiksi (Minke ym. 2007).

Suot muodostuvat hitaasti ja ovat erittäin pitkäaikaisia hiilen varastoja verrattuna esimerkiksi metsiin, jotka ovat alttiita hakkuille ja metsäpaloille. Noin puolet soiden koostumuksesta onkin hiiltä,

minkä vuoksi ne ovat tärkeitä hiilinieluja (Turunen ym. 2002). Hiiltä kertyy soihin erityisen paljon, sillä tuotannon määrä on suurempi kuin kasvinjäänteiden hajoamisnopeus, joten maahan päätyy jatkuvasti ylimäärä maatuva, hiilipitoista ainesta. Kylmissä, kosteissa oloissa hajoaminen on erityisen hidasta ja hajoamisen ja tuotannon nopeuden erot ovat suuret. Kylmyys ja ikirouta mahdollistavat hiilen tehokkaan sitoutumisen maahan, sillä ne molemmat estävät hiilen mineralisaatiota ja karkaamista takaisin ilmakehään (Kwon ym. 2016).

Ikiroutasoilla maaperän pintakerrosta, joka sulaa kesäisin ja jäätyy talvisin, kutsutaan maaperän aktiiviseksi kerrokseksi. Sen paksuus voi olla jatkuvan ikiroudan alueella kymmenistä senttimetreistä muutamaan metriin ja epäjatkuvan ikiroudan alueella jopa useita metrejä. Aktiivisen kerroksen paksuus on tärkeä tekijä, joka säätelee hydrologisia prosesseja, sulamislämpötiloille altistuvan orgaanista ainesta sisältävän maa-aineksen määrää ja orgaanisen aineksen hajoamista sekä sitä, kuinka syvälle kasvien juuret voivat ulottua (Schuur ym. 2008).

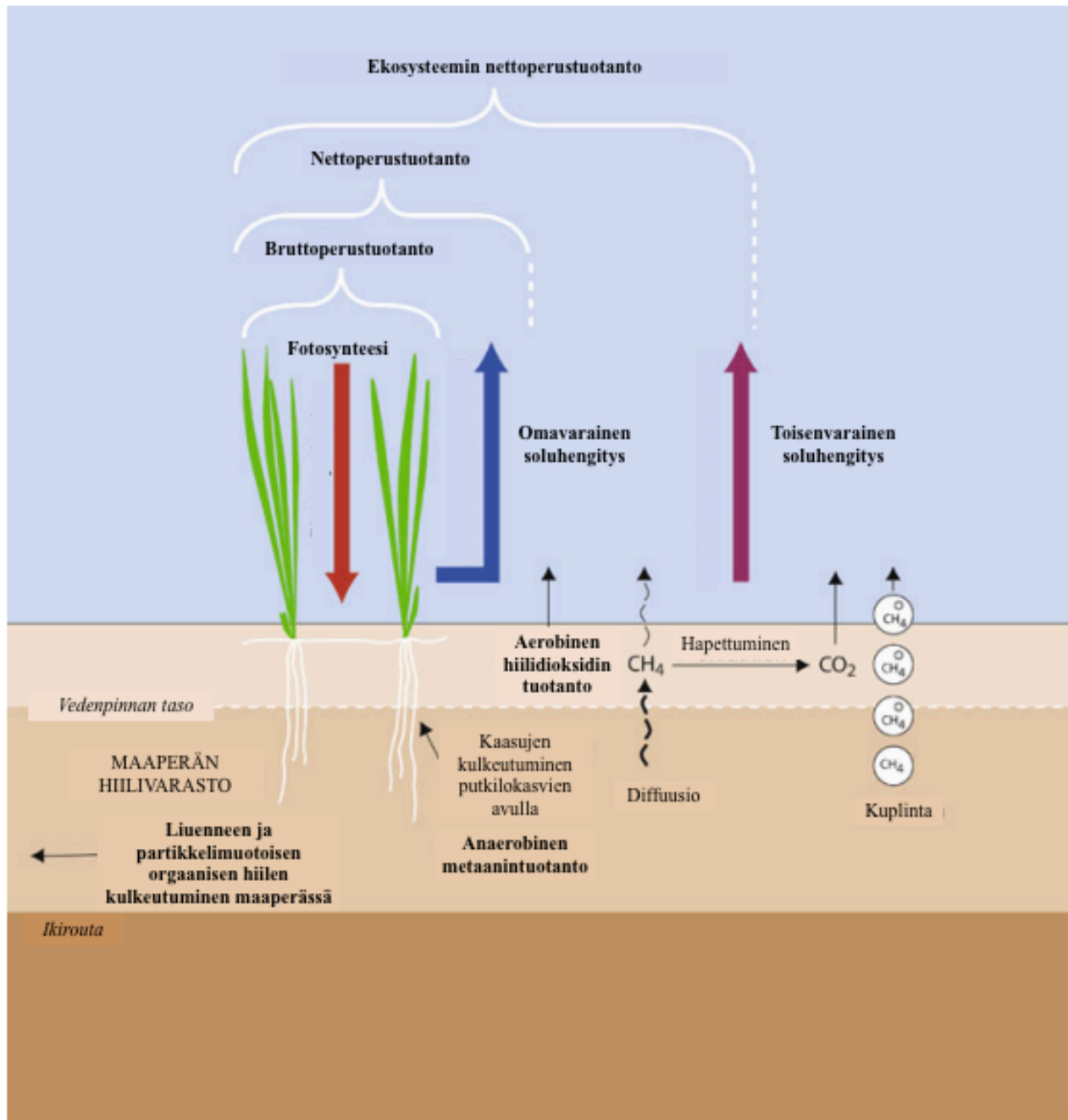
2.3 Soiden hiilivarastot

Suomaaperän hiilivarasto koostuu maaperään saapuvasta ja sieltä poistuvasta hiilestä (kuva 3). Suokasvillisuus sitoo itseensä hiiltä fotosynteesin kautta, ja kasvien sitoma ilman hiilidioksidi sitoutuu maaperään kasvinjäänteiden, kuten lehtien ja juurien hajoamisen myötä. Hiiltä puolestaan poistuu maaperästä pääosin kaasumuotoisena hiilidioksidina maaperän pintakerroksista maaperärespiraationa, joskin myös metaanivuot ja veden mukana huuhtoutunut hiili liuenneessa muodossa ja hiukkasina voivat olla merkityksellisiä hiilen lähteitä (Davidson & Janssens 2006). Fotosynteesin sitoman ja maaperärespiraation vapauttaman hiilen määrän erotusta kutsutaan hiilitaseeksi ja se voi saada joko positiivisia tai negatiivisia arvoja. Positiiviset arvot tarkoittavat suon sitovan enemmän hiiltä kuin se päästää sitä takaisin ilmakehään eli toimivan hiilinieluna; negatiiviset puolestaan suon vapauttavan hiiltä enemmän kuin sitovan eli toimivan hiilen lähteenä. Soilla voi siis olla sekä ilmastoa viilentävä että lämmittävä vaikutus: kun suo sitoo hiilidioksidia, suon ilmastovaikutus on ilmastoa viilentävä ja kun suolta vapautuu hiiltä, vaikutus on ilmastoa lämmittävä.

Maaperärespiraatio on fotosynteesin käänteinen ilmiö, jossa hiiltä vapautuu kasvijuurten soluhengityksessä ja mikrobien hajottaessa orgaanista ainesta. Hiilidioksidivuon, eli suolta vapautuvan hiilidioksidimäärän, suuruus riippuu hiilidioksidin tuotannosta maaperässä, konsentraatiogradientin voimakkuuserosta maaperän ja ilmakehän välillä sekä maaperän ominaisuuksista ja säätekijöistä, kuten maa-aineksen raakoosta, ilman lämpötilasta ja tuulen nopeudesta, joka liikuttaa hiilidioksidia suon pinnalta ilmaan (Raich & Schlesinger 1992). Lämpötila

ja vedenpinnan korkeus ovat tärkeimpiä soiden hiilivarastoon vaikuttavia tekijöitä, sillä ne säätelevät juurten soluhengitystä sekä mikrobien aiheuttamaa maatumista (Raich & Potter 1995; Reichstein ym. 2003). Lämpötilan nousun on huomattu aiheuttavan jo melko lyhyellä aikavälillä muutoksia maaekosysteemien metaboliassa, sillä maaperärespiraatio reagoi lämpötilamuutoksiin herkemmin ja voimakkaammin kuin kokonaistuotanto ja kasvillisuus (Woodwell ym. 1998).

Suoalueet ovat kosteusolosuhteidensa takia myös otollisia metaanin lähteitä. Metaani on yhden hiiliatomin ja neljän vetyatomin muodostama molekyyli, jota syntyy bakteerien hajottaessa eloperäistä ainesta hapettomissa oloissa. Suot ovat metaanin suurin luonnollinen lähde niiden suuren hiilivaraston ja kosteiden, hapettomien olojen vuoksi – soiden metaanipäästöt vastaavat noin kolmasosaa kaikista maailman metaanipäästöistä (Bridgham ym. 2012). Metaanin ilmastoa lämmittävä potentiaali on jopa 30-kertainen hiilidioksidiin verrattuna, minkä vuoksi soissa muodostuvalla metaanilla on suuri merkitys ilmaston lämpenemisen kannalta (Myhre ym. 2013). Metaani hajoaa kuitenkin hiilidioksidia nopeammin, joten sen vaikutusaika ilmakehässä on huomattavasti lyhyempi kuin hiilidioksidilla. Lisäksi soiden hapettomissa kerroksissa syntyvä metaani voi hapettua hiilidioksidiksi liikkuesssa soiden hapellisiin kerroksiin, joissa elää bakteereja, jotka käyttävät metaania hapettumisen kautta ravinnokseen.



Kuva 3. Hiilen kierto suomaaperässä. Hiiltä sitoutuu kasveihin fotosynteesin kautta ja päätyy kasvien maatumisen myötä maaperään. Hiiltä puolestaan vapautuu kasvien ja maaperän mikrobien soluhengityksessä hiilidioksidina takaisin ilmaan, minkä lisäksi sitä kulkeutuu maaperässä veden mukana liuenneena ja partikkelimuodossa pois suolta. Hiilidioksidia syntyy myös maaperän hapekkaissa pintakerroksissa, kun hapettomissa kerroksissa syntynyttä metaania tihkuu diffuusion avulla kohti pintaa ja se hapettuu hiilidioksidiksi. Hiiltä voi vapautua ilmaan myös metaanina, kun hapettomissa oloissa kasvavat putkilokasvien juuret imevät maasta metaania ja kasvi kuljettaa metaanin passiivisesti kasvin läpi niin, että metaani vapautuu soluhengityksessä ilmaan. Maaperän metaania voi vapautua myös kaasukuplina, kun hapettomissa kerroksissa olevat kaasukuplat paisuvat ja purkautuvat äkisti maanpintaan niin, ettei metaani ehdi hapettua hapellisessa suon pintakerroksessa. *Muokattu: Christensen ym. 2009.*

2.4 Ympäristötekijöiden vaikutus soiden hiilivarastoon

Viimeisimmän jäätiköitymismaksimin jälkeen pohjoiset suot ovat olleet pääosin hiilen nieluja, jotka ovat varastoineet yhteensä noin 1035 ± 150 Pg (petagrammaa eli 10^{15} grammaa) hiiltä (Hugelius ym. 2014). Ikiroutasoissa arvioidaan tästä määrästä olevan noin 280 Pg (Schuur ym. 2008; Tarnocai ym. 2009). Ilmaston lämpeneminen voi kuitenkin muuttaa soiden ekologiaa ja suot saattavat muuttua hiilen nettolähteiksi lämpenemisen aiheuttamien muutosten myötä (Schuur ym. 2008; Frolking ym. 2011; Zhang ym. 2018; Swindles ym. 2019). Suurin osa tutkimuksesta on keskittynyt hiilen kaasumuotoisiin poistumiin soilta, mutta viime aikoina on huomattu, että myös veden mukana valumana soilta poistuva liuenneessa muodossa oleva hiili voi olla merkittävä hiilitaseeseen negatiivisesti vaikuttava tekijä (Pastor ym. 2003; Billet ym. 2004; Roulet ym. 2007). Seuraavaksi esitellään tärkeimmät soiden hiilivarastoihin vaikuttavat ympäristömuuttujat.

2.4.1 Lämpötila

Lämpötila on sademäärän ohella tärkein soiden hiilivarastoihin vaikuttava tekijä (Davidson & Janssens 2006), sillä se säätelee suon hydrologiaa, vedenpinnan korkeutta ja kasvukauden pituutta sekä fotosynteesin voimakkuutta (Reichstein ym. 2003; Heimann & Reichstein 2008). Ilman lämpötilan vaikutus soihin korostuu arktisilla alueilla, joiden lajisto on sopeutunut kylmään ilmastoon erityisen hyvin. Lisäksi arktisia soita määrittää osittainen tai jatkuva ikirouta, joka pitää suon syvemmät kerrokset jäässä myös kesäkuukausina. Lämpötilan noustessa ikirouta sulaa, jolloin syvemmät turvekerrokset pääsevät uudestaan osaksi maatumisprosessia ja hiiltä voi vapautua takaisin ilmakehään. Koska ikirouta määrittää myös maanmuotoja ja hydrologisia prosesseja, sen sulaminen voi vaikuttaa maaperän rakenteeseen ja veden liikkeisiin ja sitä kautta maaperän eroosioon ja hiilen kulkeutumiseen veden mukana (Osterkamp 2007). Useissa tutkimuksissa on huomattu, että arktinen alue lämpenee noin kaksi kertaa muita maapallon alueita nopeammin ja lämpeneminen on voimakkaita syys-talvikuukausina (Serreze & Francis 2006; Solomon ym. 2007; Graversen ym. 2008).

Lämpenemisellä on huomattava vaikutus siihen, kuinka paljon suot sitovat hiiltä turpeeseen ja vapauttavat sitä takaisin ilmakehään. Arktiset suot toimivat hiilen nieluina sulan kasvukauden aikana, jolloin kasvit sitovat ilmakehän hiilidioksidia tehokkaasti itseensä. Talvella suot kuitenkin päästävät hiiltä enemmän kuin sitovat sitä (Whalen & Reeburgh 1992). Talvikuukausina suoritettut mittaukset ovat osoittaneet, että soilta poistuu kasvukauden ulkopuolella (noin lokakuusta

huhtikuuhun) huomattavia määriä kaasumuotoista hiilidioksidia ja metaania (Fahnestock ym. 1998; Roulet ym. 2007; Schuur ym. 2009). Koska mikrobien hajotustoiminta jatkuu vielä muutaman asteen nollan alapuolellakin (Oechel ym. 1997; Welker ym. 2000), talvilämpötilojen muutoksilla on suuri merkitys metaanin tuotannon kannalta.

Yleisesti on havaittu, että soihin on sitoutunut hiiltä tehokkaammin lämpiminä ajanjaksoina, kuten holoseenin lämpömaksimin aikana noin 9000–5000 vuotta sitten (Yu ym. 2009) sekä keskiajan lämpöanomalian aikana noin vuosina 950–1250 jaa. (Charman ym. 2013), kuin kylmien ilmastojaksojen vallitessa. Hydrologialla ja ikiroudan esiintymisellä on ollut kuitenkin huomattavan suuri vaikutus hiilikertymään, joten lämpötilan nousun yksinään ei voida suoraan ajatella kasvattavan hiilikertymää, jos soiden vesitase muuttuu tulevaisuudessa lämpenemisen myötä (Charman ym. 2013). Lämpötilan nousun vaikutukset soilla kytkeytyvätkin voimakkaasti soiden hydrologiaan, sillä lämpimien ja kosteiden ilmastojaksojen aikana soiden on huomattu kasvattavan kokoaan (Loisel ym. 2014), kun taas lämpiminä mutta kuivina aikoina hiilenkertymisnopeuden soissa on huomattu laskevan (Mathijssen ym. 2014; Bragazza ym. 2016).

Lämpötilan nousun on myös huomattu kiihdyttävän maaperärespiraatiota ja orgaanisen aineksen hajoamisnopeutta, ja respiraation kautta maaperästä poistuvan hiilen määrän on huomattu olevan suurempi kuin kasvien maaperään sitoman hiilen määrä (Woodwell ym. 1998). Myös metanogeneesi, eli mikrobien kyky valmistaa hiilestä metaania anaerobisissa oloissa, sekä hiilen hapettuminen hiilidioksidiksi suon hapellisissa oloissa mikrobien avulla ovat erittäin lämpötilariippuvaisia prosesseja, jotka todennäköisesti kiihtyvät ilmaston lämmitessä (Yvon-Durocher ym. 2014; Schädel ym. 2016).

2.4.2 Sademäärä ja vedenpinnan korkeus

Soita määrittää pysyvä ylimääräinen vesimäärä, joten suoalueiden sademäärällä ja vedenpinnan korkeudella on huomattava merkitys soiden ekologian kannalta. Vedenpinnan korkeus säätelee orgaanisen aineksen hajoamisnopeutta, minkä lisäksi sillä on vaikutusta kasvilajistoon. Ilmaston lämpeneminen voi vaikuttaa soiden vedenpinnan tasoon joko niin, että suot ovat kuivempia ja vedenpinta aiempaa matalammalla lämpenemisen seurauksena tai kosteampia lisääntyneen sademäärän ja ikiroudan sulamisen takia (Halsey ym. 1995).

Kuivemmat suoalueet ovat herkkiä maastopaloille, jolloin turpeeseen sitoutunutta hiiltä voi päästä palamisen seurauksena lyhyessä ajassa valtavia määriä ilmaan (Gorham 1991). Tavallisissakin oloissa kuivat suon pintakerrokset päästävät maaperärespiraation kautta hiilidioksidia ilmaan, kun aerobisessa suon pintakerroksessa anaerobisesta kerroksesta kulkeutuva metaani hapettuu

hiilidioksidiksi (McConnell ym. 2013). Maaperän lämpeneminen vielä tehostaa aerobista hajoamista ja maaperärespiraatiota (Bragazza ym. 2016; Chimner ym. 2017) .

Kosteilla soilla puolestaan muodostuu kuivempia soita enemmän metaania, joten etenkin kesien sateisuuden muutoksilla ja ikiroudan sulamisella on suuri merkitys kasvihuonekaasujen säätelyn kannalta. Muutokset sadannassa vaikuttavat myös valuntaan, joka vaikuttaa valuman mukana soilta poistuvan liunneen orgaanisen hiilen määrään (Pastor ym. 2003). Valuman mukana poistuvan hiilen määrä voi olla merkityksellinen suon koko hiilitaseen kannalta, sillä se mukaan laskettuna suo saattaa osoittautua hiilen lähteeksi eikä hiilen nieluksi, kuten se näyttäytyisi ilman valumaa (Roulet ym. 2007). Ilmastonmuutoksen aiheuttamien sateisuuden muutoksien arvioiminen on kuitenkin epävarmaa, sillä mallinnukset koostuvat monista muuttujista ja takaisinkytkentöjen vaikutusta malleihin ei aina ole huomioitu. Yleisesti arktisen alueen on kuitenkin arvioitu lämpenevän ja sen seurauksena sateisuuden oletetaan lisääntyvän etenkin talviaikaan (Cohen ym. 2014; Bintanja & Andry 2017).

Pohjoisilla suoalueilla talviaikaiset sateet satavat lähinnä lumena, mikä suojaa maaperää jäätymiseltä, kun kylmän ilman ja maaperän välissä on paksu ja lämpöä eristävä lumivaippa (Zhang 2005). Ennusteiden mukaan ilmaston lämpenemisen myötä on todennäköistä, että pohjoisilla leveysasteilla lumisateet lisääntyvät talvisin (Collins ym. 2013). Jos talvisateet lisääntyvät ja lumipeite muuttuu entistä paksummaksi, maa ei enää jäädy yhtä syvälle kuin nykyisin (Zhang 2005). Tämä voi kiihdyttää ikiroudan sulamista entisestään. Talvisateiden lisäksi on huomattu, että yleisesti Euroopassa kesät ovat olleet aiempaa kuivempia viimeisten vuosisatojen aikana, mikä on aiheuttanut soiden pintakerroksen kuivumista, kun soiden vedenpinta on laskenut syvemmälle maaperään (Swindles ym. 2019). Suon pintakerrosten kuivuminen lisää hiilen hapettumista hiilidioksidiksi ja vapautumista suosta takaisin ilmakehään (Dorrepaal ym. 2009; Gill ym. 2017). Etenkin kesien aiempaa pidemmät kuivuuskaudet lisäävät kosteuden haihtumista soilta voimakkaasti, mikä voimistaa hiilen häviötä soilta (Helbig 2020).

2.4.3 Kasvillisuus

Kasvillisuuden merkitys soiden hiilensidontakyvyn kannalta on osittain ristiriitainen. Suokasvillisuus sitoo kasvukauden aikana hiiltä itseensä ja hiili varastoituu turpeeseen kasvinjäämien maatuessa. Toiset kasvilajit sitovat hiiltä tehokkaammin kuin toiset: esimerkiksi rahkasammaleet (*Sphagnum*) vaikuttavat sitovan hiiltä hyvin ja niiden on huomattu runsastuneen viimeisimmän lämpenemisjakson alettua niin kutsutun pienen jääkauden (1450–1850) jälkeen (Loisel & Yu 2013; Zhang ym. 2018). Toisaalta Loisel ym. (2014) päätyi kattavassa tutkimuksessaan siihen, että *Sphagnum*-turve sitoo

hiiltä hieman heikommin kuin muut turvetyypit. Tutkimuksessa oli kuitenkin huomattavan paljon näytteitä, joissa rahkaturve oli pääasiallinen turvekasvi ja osa näytteistä oli vain osittain maatuneita, mikä mahdollisesti vääristi tuloksia.

Putkilokasvien on havaittu olevan merkittävässä osassa metaanivoiden säätelyn kannalta (Joabsson ym. 1999). Kosteassa, hapettomassa maaperässä viihtyvät putkilokasvit voivat päästää soluhengityksessä ilmaan metaania huomattavan suuria määriä tuuletussolukkonsa kautta (Whiting & Chanton 1993; Vartapetian & Jackson 1997). Jos ilmassa on paljon hiilidioksidia, maaperään päätyy runsaasti helposti hajoavia hiiliyhdisteitä, joista maaperän mikrobisto voi tuottaa metaania, joka puolestaan voi passiivisesti vapautua kasvien juurten tuuletussolukon välityksellä ilmaan (Ström ym. 2012). Tuuletussolukon takia metaania saattaa siirtyä kasvin kautta passiivisesti myös aerobisten, metaania tavallisesti hapettavien, maaperäkerrosten läpi ilmakehään (Schimel 1995; Öquist & Svensson 2002). Jos kasvukautena sademäärä on suuri ja suon vedenpinnan korkeus on lähellä suon pintaa, maaperän hapettomuus saattaa kuitenkin rajoittaa putkilokasvien juurten kasvua (Rydin & Jeglum 2006). Kasvijuurten soluhengityksessä voi vapautua jopa yli 50 % suomaaperän hiilidioksidivuosta ja 15–45 % koko ekosysteemirespiraatiosta vuodenajasta, maaperän lämpötilasta ja sulan maaperän syvyydestä riippuen (McConnell ym. 2013; Segal & Sullivan 2014).

Ilmaston lämpenemisen myötä tundran varpu- ja pensaskasvillisuus lisääntyy ja arktinen alue ”vihertyy”, kun kasvukausi pitenee ja kasvillisuus pääsee levittäytymään entistä pohjoisemmille alueille (Tape ym. 2006). Lisääntyvä kasvillisuus sitoo suohon aiempaa enemmän hiiltä, mutta toisaalta se saattaa aiheuttaa yllättäviä palautekytkentöjä, joista tärkein liittyy typen kiertoon (Chapin ym. 2005). Jos typen pitoisuus maatuovassa karikkekerroksessa kasvaa tai maaperä pysyy talvella aiempaa lämpimämpänä pensaiden alle kasaantuvan lumen takia, mikä voimistaa typen mineralisaatiota, typen kokonaismäärän lisääntyminen voisi lisätä kasvillisuutta huomattavasti (Chapin & Shaver 1988; Shaver & Chapin 1991; Sturm ym. 2005). Kasvillisuus hyötyy lisääntyneestä typen määrästä maaperässä, mutta samalla hiiltä voi vapautua maaperästä aiempaa enemmän (Mack ym. 2004). Tämän lisäksi runsas kasvillisuus korreloi suuremman talviaikaisen maaperärespiraation (Fahnestock ym. 1998) ja sen myötä pienempien hiilivarantojen kanssa (Michaelson ym. 1996).

2.5 Soiden pitkäaikainen hiilikertymä

Hiilikertymä tarkoittaa suohon sitoutuneen hiilen määrää tiettyä aikayksikköä, kuten yhtä vuotta, kohden. Hiilikertymää on mielekasta tutkia, sillä sen avulla voidaan tarkastella, kuinka paljon suo on sitonut hiiltä tietyssä ajanjaksona. Kun ajoitettuja suonäytekerroksia verrataan saman kerroksen

hiilikertymään, voidaan päätellä, ovatko tunnetut ilmastovaihtelut kasvattaneet vai pienentäneet suon hiilikertymää.

Hiilikertymä lasketaan jakamalla turvenäytesarja tasavälisiin viipaleisiin ja mittaamalla jokaisen yksittäisen viipaleen hiilipitoisuus. Kun saman turvenäytesarjan eri kerrokset on ajoitettu ja mallinnettu ikä-syvyysmallin avulla, tiedetään myös jokaisen turveviipaleen ikä kalibroimattomina radiohiilivuosina. Ikämallinnuksen perusteella voidaan laskea, kuinka nopeasti turvetta on kertynyt suohon yhtä turveviipaletta kohden. Kun turpeen kertymisnopeus kerrotaan hiilipitoisuudella, turpeen lasketulla tiheydellä ja lopuksi vielä tuhannella, saadaan laskettua hiilikertymä vuodessa esimerkiksi yhden senttimetrin paksuista turvesiivua kohden (Clymo ym. 1998). Koko turvenäytesarjan osalta voidaan näin laskea keskimääräinen pitkäaikainen hiilikertymä. Hiilikertymän yksikkö on $\text{g m}^{-2} \text{v}^{-1}$.

Hiilikertymää tutkittaessa on kuitenkin tärkeää huomata, ettei se kerro, onko suo toiminut hiilen nieluna tai lähteenä, vaan ainoastaan sen, kuinka paljon suo on kerryttänyt hiiltä aikayksikköä kohden. Hiilikertymä ei myöskään kerro suolta poistuneen hiilen määrää, joten sen tuloksia on tulkittava huolellisesti ja varovaisesti. Tämän vuoksi hiilitasetta onkin tutkittava muilla menetelmillä, esimerkiksi kammiomittauksilla, eikä niiden antamia tuloksia voida suoraan verrata menneisiin muutoksiin suon hiilikertymässä (Young ym. 2019). Lisäksi suon pintakerrosten hiilikertymät ovat aina korostetun suuria ja vääristävät koko turvenäytteen hiilikertymää, sillä pintakerrokset ovat nuoria ja heikosti maatuneita (Clymo ym. 1998; Billet ym. 2010). Pintakerroksissa on vielä eläviä tai vasta vähän maatuneita kasvinjäämiä, minkä lisäksi lähinnä pintaa oleva kerros on huomattavasti syvempiä kerroksia kuivempi. Nämä ominaisuudet tekevät pintakerroksesta löyhän verrattuna tiiviisiin veden kyllästämiin kerroksiin. Tästä syystä turpeen kertymisnopeus vääristyy todellista suuremmaksi pintakerroksissa ja aiheuttaa virheen myös hiilikertymään, joka lasketaan turpeen kertymisnopeuden avulla (Young ym. 2019).

Orgaanisen aineksen hajoaminen tapahtuu nopeimmin hapekkaissa olosuhteissa, joten suon kuivat pintakerrokset, joissa vedenpinnan korkeus vaihtelee, ovat otollisimpia nopealle hajoamiselle (Rydin & Jeglum 2006). Hajoaminen hapellisissa kerroksissa on jopa sata kertaa syvempiä veden saturoimissa kerroksissa tapahtuvaa anaerobista hajoamista nopeampaa, minkä lisäksi syvien kerrosten turpeesta helposti hajoavat osat ovat jo maatuneet ja jäljellä on enää erittäin huonosti ja hitaasti hajoavia orgaanisia osia (Clymo 1984). Varsinainen turpeen kertyminen tapahtuu kuitenkin juuri näissä syvemmissä veden saturoimissa kerroksissa, joissa turve on tiiviimpää kuin pintakerroksissa (Clymo ym. 1998). Osa tutkimuksista on tästä syystä jättänyt laskematta hiilikertymiä tai turpeen kertymisnopeutta suon pintakerroksille, sillä näissä kerroksissa nopean aerobisen hajoamisen oletetaan vielä olevan käynnissä ja vääristävän kertymää arvoja. Esimerkiksi Charman ym. (2013) rajasi tutkimuksestaan kaikki vuoden 1850 jälkeen syntyneet kerrokset pois,

jotta keskeneräinen hajoamisprosessi ei vaikuttaisi hiilikertymätuloksiin. Virhelaskelmia on pyritty vähentämään myös erilaisilla kertymämalleilla, joissa lasketaan pitkän ajan hiilikertymä ja viimeaikainen hiilikertymä erikseen erilaisilla laskukaavoilla (Turunen 2003; Lamarre ym. 2012). Toisaalta maatuneisuus voi vaihdella eri soiden välillä, minkä vuoksi maatuneisuus voidaan ensin arvioida näytteestä muun muassa turpeen tiheyden ja hiili-typpi-suhteen muutosten avulla tai visuaalisesti arvioimalla ja laskea sen jälkeen viimeaikaisin hiilikertymä selvästi vähemmän maatuneelle kerrokselle, jolloin kertymä saadaan määriteltä näytekohtaisesti eikä tietyn vuosilukuolettaman perusteella (Zhang 2018).

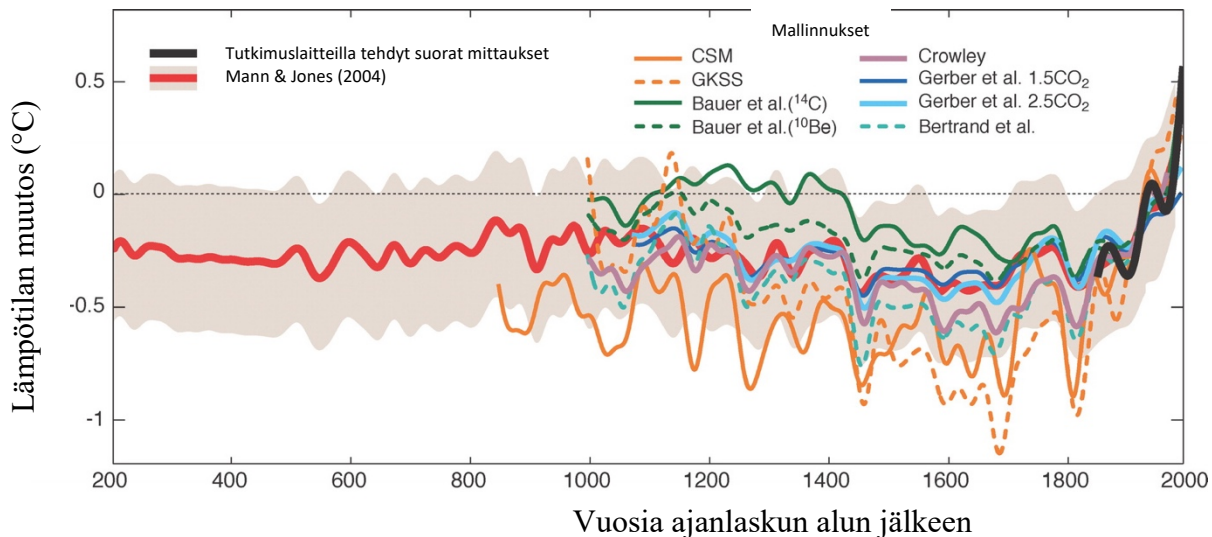
2.6 Tunnetut ilmastoanomaliat viimeisen tuhannen vuoden aikana

Viimeisen tuhannen vuoden aikana ilmasto ei ole ollut täysin vakaa, vaan se on vaihdellut eri aikoina. Luonnollisen vuosittaisen vaihtelun lisäksi voidaan nähdä selkeitä ilmastotrendejä, jotka ovat näkyneet samaan aikaan, joskin usein eri tavoin, eri puolilla maapalloa esimerkiksi ilmaston lämpenemisenä, viilenemisenä, pidentyneinä kuivuuskausina ja lisääntyneinä sateisuutena (Schurer ym. 2013). Ilmastoanomaliat, eli poikkeamat ilmastossa, ovat vaikuttaneet myös historiallisiin tapahtumiin, kuten nälänhätiin, sotiin, sairauksiin ja sivilisaatioiden tuhoon mutta myös kulttuurien kukoistuskausiin (MacDougall 2013: 212–231). Menneitä ilmastovaihteluita voidaan tutkia muun muassa vanhoista jäätikkökerrostumista, puiden vuosirenkaista sekä erilaisista sedimenteistä esimerkiksi mikrofossiilien, kuten siitepölypartikkelien, kuoriamebojen tai piilevien avulla (Willis ym. 2010).

Ilmastovaihtelut ja ikiroudan alueellinen jakautuminen ovat vaikuttaneet huomattavasti soiden hiilivaraston kertymiseen. Viimeisimmän tuhannen vuoden aikana selvimät ilmastolliset poikkeamat arktisella alueella ovat olleet noin vuosille 950–1250 jaa. ajoittuva keskiajan lämpöanomaliaksi kutsuttu poikkeuksellisen lämmin kausi sekä sitä seurannut tavallista kylmempi, pieneksi jääkaudeksi kutsuttu ajanjakso (noin vuosina 1450–1850 jaa.). Ajanjaksot eivät ole tarkkareunaisia ja vuosiluissa onkin vaihtelua eri arvioiden mukaan, sillä eri luonnonarkistojen avulla anomaliat ajoittuvat hieman toisistaan poikkeaville vuosille (Mann ym. 2009), minkä lisäksi eri puolilla pohjoista pallonpuoliskoa kosteusolosuhteet ovat olleet anomalioiden aikaan erilaisia ja ne tunnetaan vielä osittain huonosti (Diaz ym. 2011; Linderholm ym. 2018). Myös näiden poikkeuksellisen lämpimien ja kylmien vuosisatojen aikana on ollut huomattavasti vaihtelua eri vuosien välillä, eli myös keskiajan lämpöanomalian aikaan koettiin kylmempiä vuosia ja pienen

jääkauden aikaan lämpimiä. Ajanjaksot erottuvat pitkänajan ilmastodatasta silti poikkeamina (kuva 4).

Ilmastopoikkeamiin ei ole löydetty yhtä selkeää selitystä, mutta niiden on arvioitu liittyvän voimakkaasti auringon aktiivisuuteen, merivirtoihin, tulivuorenpurkauksiin sekä ilmakehän hiilidioksidipitoisuuksiin (Mann ym. 2009). Esimerkiksi pienen jääkauden kylmimpään aikaan, joka sijoittuu noin 1600–1800-luvuille, auringon aktiivisuuden on tutkittu olleen aiempaa vähäisempi (Mauquoy ym. 2004). Keskiajan lämpömaksimin aikaan, noin vuosina 1000–1300, auringon aktiivisuus puolestaan oli huipussaan. Keskiajan lämpöjakson aikana pohjoisten alueiden kesät ja talvet olivat keskimäärin tavallista lämpimämpiä, jolloin ikirouta on päässyt sulamaan tavallista syvemmältä (Esper ym. 2002; Cook ym. 2004). Lämmin ajanjakso on yhdistetty myös kasvaneisiin hiilikertymiin yhteyttämisen kiihdyttyä (MacDonald ym. 2006; Yu ym. 2009; Charman ym. 2013). Lämpömaksimin jälkeen lämpötilojen on huomattu keskimäärin laskeneen 1300-luvulle tultaessa, edeltäen pienen jääkauden kylmää ajanjaksoa. Samaan aikaan myös ilman hiilidioksidipitoisuus on tutkimusten mukaan laskenut hieman, mikä on todennäköisesti vaikuttanut ilmaston viilenemiseen (Ahn ym. 2012). Pienen jääkauden aikana Pohjois-Euroopassa subarktisella alueella ilmasto oli keskimäärin nykyistä kuivempi ja viileämpi, mikä on kasvattanut ikiroudan paksuutta ja esiintymisaluetta, lyhentänyt kasvien kasvukautta ja näiden myötä myös yleisesti hidastanut hiilenkertymisnopeutta soilla (Zhang 2018).



Kuva 4. Ilmastovaihtelut viimeisen vajaan kahdentuhannen vuoden aikana pohjoisella pallonpuoliskolla eri luonnonarkistoista tehtyjen mallinnusten perusteella. CSM (climate system model) ja GKSS ovat kolmiulotteisia ilmakehän ja merien toiminnot yhdistäviä yleisiä virtausmalleja. Muut mallit ovat yksi- ja kaksiulotteisia energiatasapainomalleja ja eri ympäristömuuttujat huomioivia kompleksisia malleja. Keskiajan lämpöanomalia (950–1250 jaa.) erottuu aineistoissa hieman kohonneina keskilämpötiloina ja pieni jääkausi (1450–1850 jaa.) selvästi viileämpänä aikakautena. *Muokattu: Mann 2007.*

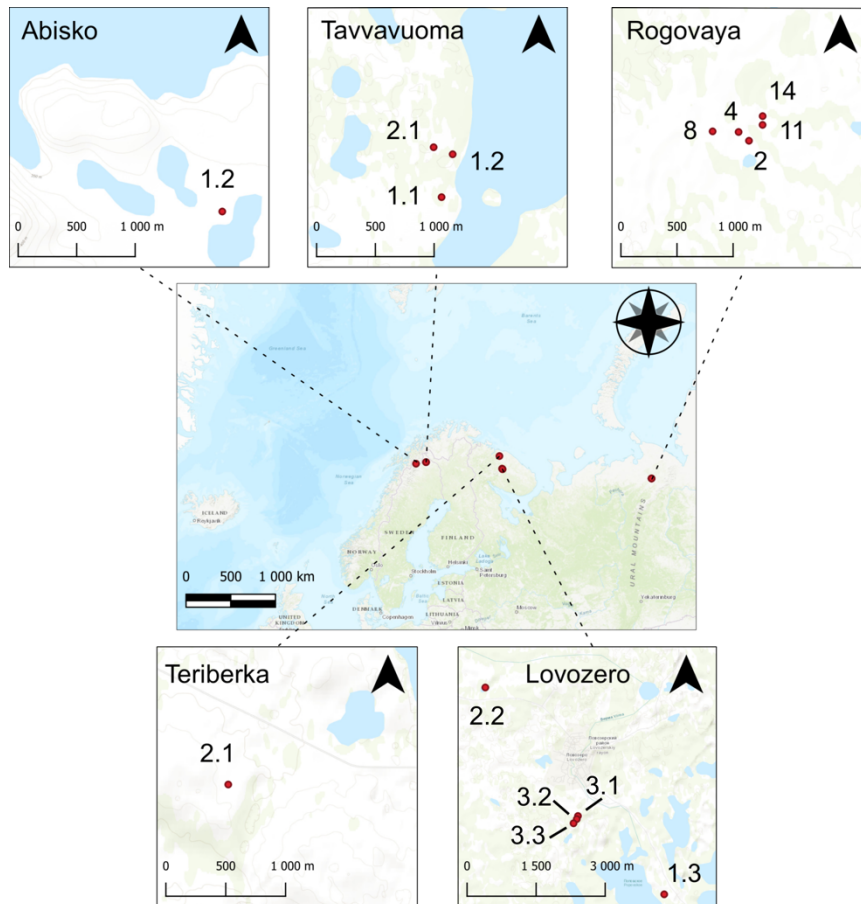
3. AINEISTO JA METODIT

Pro gradu -tutkielma laadittiin osana laajempaa kansainvälistä tutkimusprojektia, joka kartoittaa korkeiden leveysasteiden soiden pitkäaikaista kehitystä. Tutkimusprojekti pyrkii selvittämään ilmastovaihteluiden suhdetta ikiroutasoiden hydrologiaan, kasvillisuuteen ja hiilikertymään. Projektia varten näytesarjoja kerättiin Kanadasta, Suomen ja Ruotsin Lapista ja Venäjältä Kuolan ja Komin alueilta. Kerättyjä suonäytesarjoja on harvinaisen paljon suhteessa tähänastisessa tutkimuksessa käytettyyn aineistomäärään ja tutkimuksen tarkoitus onkin saada mahdollisimman laaja ja luotettava kuva pohjoisten alueiden soiden dynamiikasta.

Suonäyteistä tutkitaan kasvillisuutta kasvinjäänteiden avulla, kosteusolojen vaihtelua kuoriamebojen avulla ja hiilen sekä typen pitoisuutta geokemiallisilla menetelmillä. Tutkittujen muuttujien muutoksia peilataan tunnettuihin ilmastovaihteluihin ja menneiden ilmastovasteiden avulla pyritään arvioimaan, miten ilmaston lämpeneminen ja ikiroudan sulaminen saattavat tulevaisuudessa vaikuttaa soiden dynamiikkaan. Näytteiden ajoittamiseen käytettiin kahta eri ajoitusmetodia ja jokaisesta näytteestä tehtiin monta eri ajoitusta, jotta ajoitustarkkuus olisi mahdollisimman hyvä ja luotettava. Oma tutkimukseni keskittyy hiilikertymän vaihteluihin viimeisen vuosituhannen aikana Venäjän ja Ruotsin suoalueilla. Sain käyttöni tutkimusryhmän aiemmin keräämät tutkimusnäytteet ja käsittelin aineiston itse alusta loppuun lukuun ottamatta radiohiiliajoitusta ja hiilipitoisuuden mittausta, jotka tehtiin tilaustyönä.

3.1 Tutkimusalueet

Tutkimusalueet sijoittuvat ikiroudan eteläisimpien alueiden turvemaille ja soille. Näytesarjat on kerätty Ruotsin Lapista Tavvavuoman ja Abiskon palsasoilta sekä Venäjältä Uralin länsipuolella Komin tasavallassa sijaitsevasta Rogovayasta ja Kuolan niemimaalla sijaitsevalta Murmanskiin kuuluvalta Lovozeron alueelta. Tarkat tutkimusalueet ja niiden näytteenottopaikat on kuvattu kartoilla kuvassa 5. Tutkimusnäytesarjoja on yhteensä 15 ja ne on listattu taulukkoon 1.



Kuva 5. Tutkimusnäytesarjojen maantieteellinen jakautuminen Ruotsin ja Venäjän alueella ja lähekkäisten näytepisteiden sijainti suhteessa toisiinsa.

Tavvavuoma on suuri luonnonsuojelualue Ruotsin tundravyöhykkeellä ja siellä on Ruotsin suoalueista eniten palsasoita. Palsat ovat koko tundra-alueen suurimpia. Suomaisema koostuu palsoista, järvistä ja virtavesistä. Abisko sijaitsee noin sata kilometriä Tavvavuomasta luoteeseen. Abiskon suot ovat palsa- ja aapasoitia, mutta palsoja ei ole niin runsaasti kuin Tavvavuomassa. Ikiroutaa esiintyy lähinnä korkeilla tunturihuipuilla ja soiden palsasydämissä.

Venäjältä kerätyistä näytesarjoista osa on Kuolan niemimaalta Lovozerosta, missä palsoja esiintyy vain harvakseltaan. Ikiroutaa löytyy vain satunnaisista paikoista ja suot ovat melko tasaisia ja kuivia. Tutkimusnäytesarjojen keräämisen aikaa ikiroutaa ei tavattu yhdelläkään näytepisteellä, mutta eräs tutkimusryhmän tutkija muisteli ikiroutaa löytyneen alueelta vielä noin kymmenen vuotta sitten. Rogovayan alueen näytesuot muistuttavat Kuolan niemimaan soita, mutta ne ovat mantereisempia ja niillä ikiroutaa esiintyy laajemmin. Suuria palsakumpuja ei kuitenkaan ole; suot ovat melko tasaisia ja niillä on ombotrofinen pinta, jossa kuiva ikiroutaosuus ja kostampi letto vuorottelevat rimpien ja jänteiden kaltaisesti. Kasvillisuus Venäjän näytesoilla on lähinnä matalaa varvikkoa.

Tutkimusalueet rajattiin niin, että näytesuot sijaitsivat ikiroutavyöhykkeen eteläisimmillä alueilla, joilla ikiroutaa esiintyy epäjatkovana ja paikoitellen. Taustaoletuksena tutkimuksella oli se, että ilmastonmuutoksen vaikutukset näkyvät ensimmäisenä suoalueilla, joilla ikiroutaa on vain vähän. Jonkin verran paikkojen valintaan vaikutti myös soiden saavutettavuus haastavilla erämaa-alueilla.

Taulukko 1. Näytesteet, niiden sijainti ja muut ominaisuudet. Tutkimuspisteet, joilla ikiroutaa ei näytteenottohetkellä löytynyt, on merkitty taulukkoon merkinnällä NA. Rogovayan alueen säätiedot ovat tutkimusalueelta lähinnä sijaitsevalta Severnyin sääasemalta ja Teriberkan tiedot läheiseltä Severnomorskin sääasemalta (*Climate-data, 2020*). Ilmastodata on vuosilta 1982–2012.

Näyteste	Sijainti ja keräyspäivä	Korkeus merenpinnasta (m)	Veden syvyys (cm)	Ikiroudan syvyys (cm)	Näytteen pituus (cm)	Vuotuinen sademäärä ja keskilämpötila
Abi1.2	N68° 21.450' E19° 03.205' Abisko, Ruotsi 26.8.2017	351	20	n. 45	40	387 mm, 0,2 ° C
Taav1.1	N68° 27.670' E20° 54.306' Tavvavuoma, Ruotsi 23.8.2017	550	17	45	45	447 mm, -2,3 ° C
Taav1.2	N68° 27.866' E20° 54.444' Tavvavuoma, Ruotsi 23.8.2017	552	17	50	50	447 mm, -2,3 ° C
Taav2.1	N68° 27.898' E20° 54.207' Tavvavuoma, Ruotsi 23.8.2017	554	20	40	40	447 mm, -2,3 ° C
Rog2	N67° 19.662' E62° 36.471' Rogovaya, Komin tasavalta, Venäjä 10.8.2018	121	17	47	40	589 mm, 6,4 ° C
Rog4	N67° 19.704' E62° 36.342' Rogovaya, Komin tasavalta, Venäjä 10.8.2018	119	20	Ei saavutettu, eli yli 60 cm syvyydessä	60	589 mm, 6,4 ° C

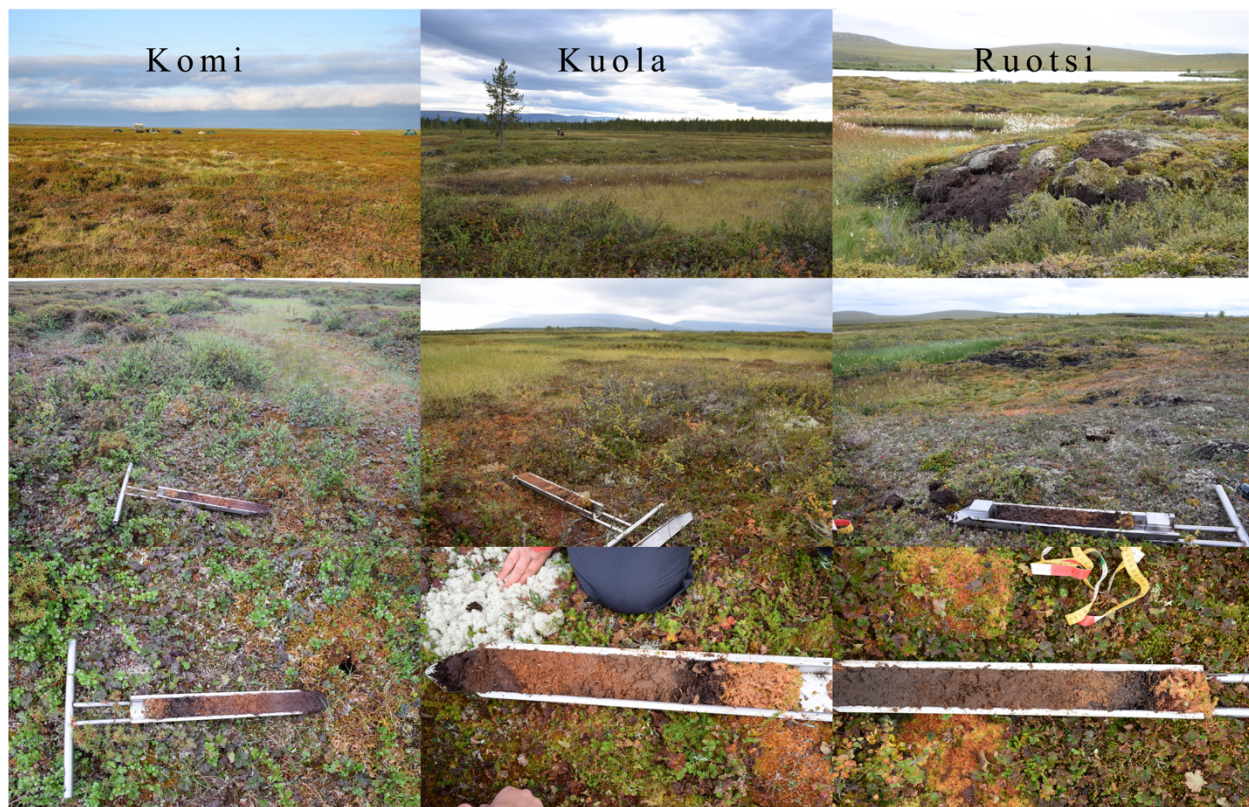
Rog8	N67° 19.707' E62° 36.019' Rogovaya, Komin tasavalta, Venäjä 10.8.2018	116	12	35	35	589 mm, 6,4 ° C
Rog11	N67° 19.738' E62° 36.640' Rogovaya, Komin tasavalta, Venäjä 11.8.2018	120	20	50	49	589 mm, 6,4 ° C
Rog14	N67° 19.780' E62° 36.641' Rogovaya, Komin tasavalta, Venäjä 11.8.2018	118	27	41	41	589 mm, 6,4 ° C
Ter2.1	N68° 52.452' E34° 28.816' Teriberka, Kuolan niemimaa, Venäjä 31.8.2018	217	17	Peruskallio 32 cm:n syvyydessä	27	475 mm, 0,2 ° C
Lov1.3	N67° 58.764' E35° 03.826' Lovozero, Kuolan niemimaa, Venäjä 30.8.2018	158	35	NA	50	478 mm, -0,6 ° C
Lov2.2	N68° 01.174' E34° 58.260' Lovozero, Kuolan niemimaa, Venäjä 30.8.2018	179	30	NA	48	478 mm, -0,6 ° C
Lov3.1	N67° 59.677' E35° 01.142' Lovozero, Kuolan niemimaa, Venäjä 31.8.2018	166	38	NA	51	478 mm, -0,6 ° C
Lov3.2	N67° 59.641' E35° 01.105' Lovozero, Kuolan niemimaa, Venäjä 31.8.2018	160	32	NA	45	478 mm, -0,6 ° C

Lov3.3	N67° 59.592' E35° 01.005' Lovozero, Kuolan niemimaa, Venäjä 31.8.2018	159	35	NA	50	478 mm, -0,6 ° C
---------------	---	-----	----	----	----	---------------------

3.2 Aineiston keruu ja alkukäsittely

Tutkimusnäytesarjat kerättiin kesinä 2017 ja 2018 Ruotsin Lapista sekä Venäjältä Kuolan niemimaalta ja Komin alueelta osaksi suurempaa tutkimusprojektia. Suot valittiin alueilta, joilla iikiroutaa esiintyy epäjatkuvana, ja soilta kerättävät näytesarjat pyrittiin keräämään mahdollisimman samankaltaisilta mikrohabitaateilta. Näytesarjat kairattiin suon kuivien kohoumien ja kosteiden lettokohtien välissä olevalta välipinnalta, sillä sen oletetaan reagoivan ympäristössä tapahtuviin muutoksiin herkimmin, minkä vuoksi se on ilmastomuutostutkimuksen kannalta mielenkiintoinen kohde. Jokaiselta näytesuolta kerättiin vähintään kolme näytesarjaa niin, että keräyspisteet olivat vähintään kymmenen metrin päässä toisistaan. Näytesarjojen nimet indeksoitiin tutkimusalueen ja näytepisteen numeron mukaan. Näytesarjat kairattiin turpeen aktiivisimmasta pintakerroksesta, joka sulaa kesäisin. Työvälineenä käytettiin laatikkokairaa.

Ennen näytteenottoa jokaisella näytepaikalla määriteltiin ympäröivä vallitseva kasvillisuus ja sen peittävyys ja samalla mahdollisen palsan korkeus arvioitiin. Turvenäytesarjoista kirjattiin lyhyt visuaalinen kuvaus ja näytesarjassa silmämääräisesti näkyvät vaihtelut, kuten maatuneisuusosiot ja pintakasvit, kirjattiin muistiin (kuva 6). Näytteenoton jälkeen suon vedenpinnan taso mitattiin kairausreiästä. Kairausreikä täyttyy vedellä sen mukaan, kuinka korkealla suon sisällä oleva vesi on. Vedenpinnan taso mitataan mittanauhalla suon pinnasta veden tasoon saakka, eli vedenpinnan korkeus kertoo oikeammin kuivemman suonpinnan paksuuden. Mittauksen jälkeen turvenäytesarjat pakattiin huolellisesti muovikelmuun ja siirrettiin muovikouruihin. Pakatut näytteet kuljetettiin yliopistolle, missä niitä säilytettiin näytteille tarkoitettussa pakastimessa -18°C kylmyydessä.



Kuva 6. Valokuvissa on esitettyä tyypillinen yleismaisema jokaiselta näytteenottoalueelta (ylin rivi) sekä tarkemmat kuvat lähihabitatista (keskirivi) ja kairatusta turvenäytesarjasta (alarivi). Kuolan ja Komin suot ovat melko tasaisia, kun taas Ruotsin näytesoilla esiintyi myös palsakumpuja, joita näkyy Ruotsista otetussa maisemakuvassa. Kuvat: Sanna Piilo.

Näytesarjojen käsittelyä varten turve sulatettiin huoneenlämmössä, minkä jälkeen jokainen näytesarja paloiteltiin yhden senttimetrin mittaisiin paloihin veitsen, saksien ja mittanauhan avulla. Jotta näytepalat eivät olisi kontaminoituneet keskenään, veitsi ja saksen pestiin jokaisen näytepalan leikkauksen jälkeen. Leikatut turvepalat säilöttiin pieniin muovipusseihin, minkä jälkeen jokaisesta palasta siirrettiin pienempi näyte 5 ml näytepurkkiin, joka nimettiin näytteenottopaikan ja näytteenottosyvyyden mukaan. Sen jälkeen näytteet punnittiin, jotta saatiin kostean näytteen paino. Kaikki näytteet pakastekuivatettiin ja punnittiin uudestaan, jotta saatiin tietää myös kuivan turvemassan paino ja näiden perusteella laskettiin turpeen tiheys (bulk density) jakamalla kuivamassan paino grammoina kostean näytteen tilavuudella (cm^3). Näitä suureita tarvittiin pitkäaikaisen hiilikertymän laskemiseksi (Turunen ym. 2002).

Kuivat näytteet jauhettiin hienoksi jauheeksi huhmarenuijan avulla hiilen ja typen pitoisuuden määrittystä varten. Hiilen ja typen pitoisuudet analysoitiin Helsingin yliopistolla LECO TreSpec Elemental Determinator –laitteella ja analyysin teki siihen erikseen kouluttautunut henkilö. Hiilen ja typen pitoisuuksien suhde voi osoittaa, miten suotyyppi ja siinä kasvaneet kasvilajit ovat vaihdelleet aikojen saatossa, sillä eri suotyyppit ja erilainen kasvilajikoostumus antavat erilaisia hiili-

ja typpipitoisuusarvoja (Loisel ym. 2014; Treat ym. 2016). Tässä tutkimuksessa keskitytään kuitenkin vain hiilipitoisuuksien vaihteluun ja typpipitoisuudet jätetään huomiotta aiheen laajuuden vuoksi.

3.3 Näytteiden ajoittaminen

Jotta hiilipitoisuuksia voitiin suhteuttaa eri aikakausiin ja niissä tunnettuihin ilmastollisiin anomaliaihin, oli näytteet ajoitettava. Ajoituksiin käytettiin sekä radioaktiivisen hiili-14-isotoopin (^{14}C) että radioaktiivisen lyijy-210-isotoopin (^{210}Pb) pitoisuuksia hyödyksi. Radiohiiliajoitus on yleisesti käytetty menetelmä, jota voidaan käyttää jopa 50 000 vuotta vanhojen näytteiden ajoittamiseen (Taylor 2000), ja koska soiden koostumuksesta arviolta noin puolet on hiiltä, hiiliajoitusmenetelmä sopi tarkoitukseen hyvin (Shore ym. 1995). Radiohiiliajoitus perustuu hiili-isotooppien 13 ja 14 tunnettuihin hajoamisnopeuksiin (Libby 1961; Appleby & Oldfield 1978). Radioaktiivisia hiilen isotooppeja päätyy ilmakehästä kasveihin yhteyttämisen kautta ja kun kasvi kuolee, radioaktiivinen isotooppi alkaa hajota (Schuur ym. 2016). Hiili-14-isotoopin puoliintumisaika on 5730 ± 40 vuotta, joten menetelmää voidaan käyttää jopa kymmeniä tuhansia vuosia vanhojen näytteiden ajoittamiseen (Godwin 1962).

Radiohiiliajoitusten nollavuosi on vuosi 1950, joten sen jälkeen syntyneet nuoremmat näytteet on kalibroitava niin sanotulla post bomb -kalibrintikäyrällä, joka huomioi ihmisen ilmakehään lisäämän hiili-14-isotoopin määrän. Radiohiiliajoitus on epätarkka viimeisten muutamien vuosisatojen aikana syntyneiden näytteiden ajoittamisessa, joten ajoitus on tehtävä toista menetelmää hyödyntäen (Taylor 2000). Nuorten näytteiden ajoitukseen sopii esimerkiksi lyijy-210-ajoitus, joka perustuu radioaktiivisen uraani-238 hajoamiseen. Lyijy-210-menetelmä kattaa noin 150–200 viimeisen vuoden aikana tapahtuneet muutokset (Appleby & Oldfield 1978). Radiohiili- ja lyijyajoitusmenetelmän yhdistelmä antaa erittäin tarkkoja ajoitustuloksia etenkin kohdissa, joissa radiohiilimenetelmän tarkkuus heikentyy näytteiden nuoren ja lyijymenetelmän tarkkuus näytemenetelmän näkökulmasta vanhan iän takia.

Radiohiiliajoitus tehtiin osittain Helsingin yliopistossa (LUOMUS) ja osittain Puolassa Poznan radiohiiliajoituslaboratoriossa. Näytteet lähetettiin ajoituslaboratorioihin ajoitettaviksi eikä niitä ajoitettu itse. Puolaan lähetettiin seitsemän näytettä ja Helsingin yliopistolle 34 näytettä. Jokaisesta turvenäytesarjasta lähetettiin kairausnäytteen pituudesta riippuen kaksi tai kolme näytettä ajoituslaboratorioon niin, että nuorin näytteistä sijoittui noin 12–18 cm syvyyteen ja vanhin mahdollisimman lähelle näytesarjan pohjaa. Jos näytesarja oli tarpeeksi pitkä, nuorimman ja vanhimman ajoitusnäytteen väliltä valittiin vielä yksi näyte ajoitukseen. Lyijy-210-ajoituksen tein itse Exeterin yliopistossa Isossa-Britanniassa, sillä Suomessa ei ollut ajoitusmenetelmään sopivaa

laboratoriota. Lyijyajoitusta varten ajoitusnäytteitä valittiin noin 15 kappaletta jokaisesta näytesarjasta niin, että ajoitukseen valittiin pintanäyte ja siitä eteenpäin joka toinen näyte, kunnes päästiin noin 30 cm syvyyteen. Näytteet ajoitettiin yleisesti käytetyn metodin mukaisesti, joka on kuvattu tarkemmin alla (Kelly ym. 2017; Estop-Aragonés ym. 2018).

Jokaisesta jauhetuista turvenäytteestä otettiin noin viisi grammaa (5 g) turvetta keitinlasiin ja näytteen päälle pipetoitiin 1 ml polonium-209-isotooppiliuosta merkkiaineeksi. Lasiin lisättiin vielä 10 ml typpihappoa (HNO_3), jonka jälkeen näytettä kuumennettiin niin kauan, että lähes kaikki neste oli haihtunut ja näyte oli kuiva. Kuivan näytteen päälle pipetoitiin 10 ml 30-prosenttista vetyperoksidia (H_2O_2) ja näyte kuumennettiin taas kuivaksi. Kuivatettuun näytteeseen lisättiin 5 ml väkevää suolahappoa (6M HCl) ja näyte kuumennettiin kuivaksi. Sama vaihe toistettiin uudelleen. Jäljellejäänyt kuiva näyte liuotettiin 5 ml:aan väkevää suolahappoa (6M HCl) ja kaadettiin sentrifugiin sopivaan tuubiin. Jotta kaikki näyte saatiin liuotettua keitinlasista ja kaadettua tuubiin, lasia huuhdeltiin vielä pienillä määrillä miedompaa suolahappoa (0,5M HCl). Kun näytetuubeissa oli noin 10 ml nestettä, näytteitä pyöritettiin sentrifugissa 10 minuuttia. Sentrifugissa olleista näytteistä kaadettiin pelkkä sakasta erottunut nesteosio 120 ml:n lasipulloon, ja näytepulloihin lisättiin 0,2 g askorbiinihappoa. Pullo täytettiin lähes täyteen miedolla suolahapolla (0,5M HCl). Ennen kuin pullo suljettiin korkilla, nesteen sekaan laitettiin vielä siiman varassa roikkuva hopeakiekko ja pulloon pudotettiin sekoitusmagneetti. Valmiit näytepullot nostettiin sekoituslustalle, jossa näytteitä sekoitettiin magneetin avulla 24 tunnin ajan.

Sekoituksen jälkeen pulloissa olleet, radioaktiivista näytettä itseensä keränneet hopeakiekkot huuhdeltiin tislatusvedellä ja ne vietiin ajoitettaviksi ajoituslaboratorioon. Näytteet jätettiin ajoitukseen useiden päivien ajaksi. Ajoitusmenetelmänä käytettiin Ortec Octète Plus Integrated Alpha-Spectrometry -järjestelmää. Radiohiili- ja lyijymenetelmistä saadut tulokset yhdistettiin, jotta niiden avulla saatiin luotua näytekohtaiset ikä-syvyys-mallit ja sen jälkeen laskettua turpeen ja hiilen kertymisen nopeudet. Ikä-syvyysmallit luotiin R-Studio-ohjelmiston (versio 3.4.3, R Development Core Team 2016) Bacon-ikämallinnusohjelmalla, joka perustuu bayesiläiseen tilastotieteeseen (Blaauw 2010; Blaauw & Christen 2011). Ikä-syvyysmalli havainnollistaa näytteen ajoitetun iän näytteen syvyyttä kohden ja arvioi ajoitettujen näytesyvyyksien perusteella, kuinka vanha näyte on yhden senttimetrin resoluutiolla myös ajoittamattomissa näytesyvyyksissä.

Saatujen tulosten perusteella voitiin laskea turpeen muodostumisnopeus (mm/v) kaavalla $a=b/c$, missä a on turpeen muodostumisnopeus, b turpeen paksuus millimetreinä ja c eri kerrosten ikäero vuosissa. Turpeen muodostuminen laskettiin siis jakamalla turpeen paksuus (10 mm) vuosilla, jotka saatiin R-ohjelmalla laaditusta ikä-syvyys-mallista yhden senttimetrin resoluutiolla. Pitkän aikavälin hiilikertymä ($\text{g m}^{-2}\text{v}^{-1}$) voitiin laskea edellistä tulosta hyödyntäen kaavalla $a*d*e*1000$,

missä a on turpeen muodostumisnopeus millimetreinä, d turpeen tiheys ja e hiilipitoisuus (Turunen ym. 2002). Hiilikertymä kertoo, kuinka paljon hiiltä on kertynyt turpeeseen yhtä vuotta kohden. Ikä-syvyysmallin antaman ikämallinnuksen myötä visualisoitiin näytesarjakohtaiset viivadiagrammit turpeen kertymisnopeudesta, tiheydestä, hiilipitoisuudesta ja hiilikertymästä. Muuttujat esitettiin näytteen ikää vasten, jotta muutokset ajassa saatiin havainnollistettua selkeästi. Viivadiagrammit laadittiin C2 data analysis -ohjelmalla (versio 1.7.7).

4. TULOKSET

Tässä osiossa esitellään suonäytteistä saadut tulokset keskittyen erityisesti tulosten hiilikertymään. Kuvassa 7 on esitetty ikä-syvyysmallit jokaisesta turvenäytesarjasta. Turvenäytesarjojen pohjimmaisena osan ikä vaihteli suuresti eri suoalueiden välillä ja myös samalta suolta otettujen sarjojen välillä oli ikävaihtelua. Vanhimmat näytesarjat sijaitsivat Komin alueella (Rog2 ja Rog4) sekä Ruotsissa (Taav1.1). Kaikista vanhin pohjaikä, 7010 vuotta, saavutettiin Ruotsissa Tavvavuomalla (Taav1.1) ja nuorin pohjaikä, 1014 vuotta, Kuolan niemimaalla (Lov3.2).

Turvesarjoista laaditut mallit on esitetty siten, että x-akselilla on jokaisen näytesarjan turpeenkertymisnopeus, turpeen tiheys, hiilipitoisuus sekä hiilikertymä. Y-akselilla on näytesarjan ikä kalibroituina radiohiilivuosina ja vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli sarjasta riippuen joko vuosi 2017 tai 2018. Jokaisen näytesarjan ominaisuuksissa tapahtuneet vaihtelut on esitetty viimeisen tuhannen vuoden ajanjaksoa vasten, sillä tutkimuskysymysten kannalta on olennaista tarkastella nimenomaan viimeisimpien ilmastovaihteluiden vaikutusta soiden ominaisuuksiin. Koko näytesarjan ikää vasten laaditut kuvat löytyvät liitteestä 1, mutta niitä ei käsitellä tässä osiossa tarkemmin, vaan ne on rajattu tutkimuksesta pois tutkimusaiheen laajuuden vuoksi.

Kuviin on merkitty eri väreillä tunnetuimmat ilmastovaihtelut niin, että ylin vaaleanvihreä segmentti kuvaa viimeisintä noin 40 vuoden erityisen nopean ja voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa, sen alla oleva vaaleansininen väritys puolestaan pienen jääkauden (v. 1450–1850 jaa.) aikaa. Tämän alle sijoittuu keskiajan lämmin ajanjakso (keskimäärin noin vuosina 950–1250 jaa.) vaalean oranssin värillä. Näiden lisäksi vanhimpien näytteiden kuviin (liite 1) on merkitty punaisella holoseenin lämpömaksimi (9000–5000 vuotta sitten).

4.1 Näytesarjojen kronologia ja ikä-syvyysmallit

Näytteiden ajoitustarkkuuden vuoksi käytettiin sekä radiohiili- että lyijy-210-menetelmää. Radiohiiliajoitusten tulokset on esitetty taulukossa 2. Taulukosta voidaan nähdä, kuinka näytesarjan pohjaosa on pintaa vanhempi, joten ajoitustulosta voidaan pitää luotettavana. Poikkeuksen tästä tekee Ter2.1-näytesarja, jossa pintaa lähempänä oleva näyte on pohjanäytettä vanhempi. Tämä voi johtua joko näytteen kontaminaatiosta tai ajoitusmenetelmän epävarmuudesta.

Taulukko 2. Näytteiden radiohiiliajoitustulokset. Jokaiselta näytepisteeltä kairatusta näytesarjasta lähetettiin näytesarjan pituudesta riippuen kahdesta kolmeen turvenäytettä radiohiiliajoitukseen. Helsingin yliopiston ajoituslaboratorion tulokset on ilmoitettu Hela-koodilla ja Puolan Poznan laboratorion tulokset Poz-koodilla. Asteriskilla merkityt kalibroimattomat iät ovat ajoituslaboratorion modern-muotoisia iä, jotka on muunnettu R-ohjelmistossa muiden ajoitettujen ikien kanssa samaan muotoon.

Näytesarjan nimi	Syvyys (cm)	Laboratorionimi	Kalibroimaton ^{14}C -ikä (vuotta)
Rog2	13–14	Hela-4363	655 \pm 22
Rog2	26–27	Hela-4364	4139 \pm 26
Rog2	39–40	Hela-4365	4955 \pm 28
Rog4	19–20	Hela-4366	905 \pm 25
Rog4	39–40	Hela-4367	1921 \pm 26
Rog4	59–60	Hela-4368	7438 \pm 33
Rog8	16–17	Hela-4369	278 \pm 24
Rog8	34–35	Hela-4370	6207 \pm 29
Rog11	17–18	Hela-4371	419 \pm 22
Rog11	32–33	Hela-4372	1944 \pm 23
Rog11	47–48	Hela-4373	5165 \pm 28
Rog14	15–16	Hela-4374	-101 \pm 23*
Rog14	24–25	Hela-4375	4150 \pm 28
Ter2.1	13–14	Hela-4395	1645 \pm 26
Ter2.1	26–27	Hela-4396	1530 \pm 32
Lov1.3	19–20	Hela-4383	-65 \pm 31*
Lov1.3	34–35	Hela-4384	477 \pm 32
Lov1.3	49–50	Hela-4385	1164 \pm 32
Lov2.2	12–13	Hela-4386	-470 \pm 29*
Lov2.2	29–30	Hela-4387	2108 \pm 25
Lov2.2	46–47	Hela-4388	3595 \pm 27
Lov3.1	20–21	Hela-4389	347 \pm 29
Lov3.1	34–35	Hela-4390	1464 \pm 32

Lov3.1	48–49	Poz-108024	1965 ±30
Lov3.2	16–17	Hela-4391	-6 ±34*
Lov3.2	30–31	Hela-4392	285 ±32
Lov3.2	44–45	Poz-108025	1220 ±30
Lov3.3	18–19	Hela-4393	237 ±31
Lov3.3	32–33	Hela-4394	3021 ±27
Lov3.3	46–47	Poz-108026	3710 ±35
Abi1.2	16–17	Hela-4381	105 ±16
Abi1.2	33–34	Hela-4382	1077 ±16
Abi1.2	38–39	Poz-108019	1260 ±30
Taav1.1	14–15	Hela-4376	2822 ±18
Taav1.1	29–30	Hela-4377	5076 ±20
Taav1.1	42–43	Poz-108020	5790 ±40
Taav1.2	16–17	Hela-4378	36 ±16
Taav1.2	33–34	Hela-4379	1914 ±17
Taav1.2	48–49	Poz-108021	2475 ±30
Taav2.1	17–18	Hela-4380	213 ±15
Taav2.1	35–36	Poz-108022	3780 ±35

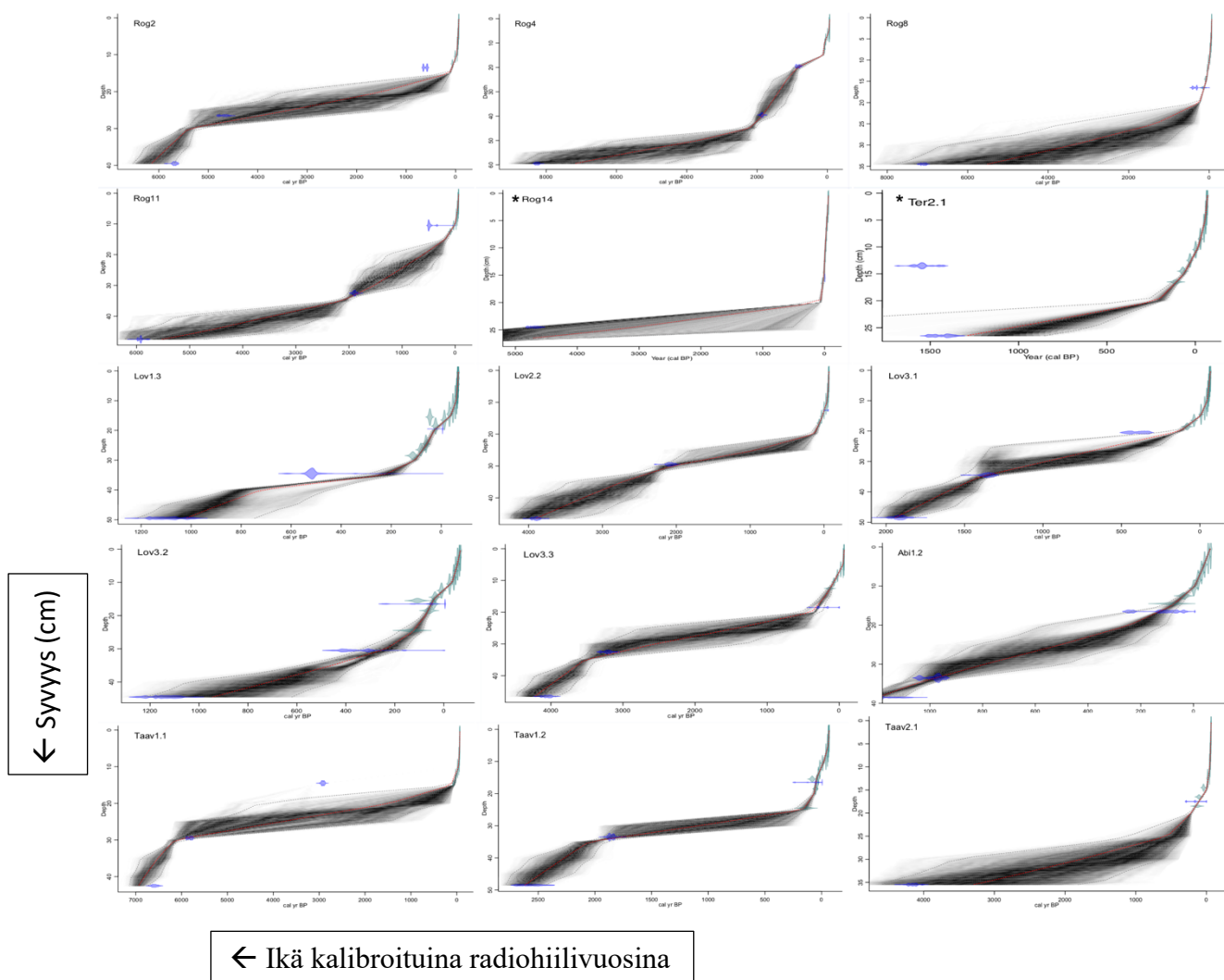
Näytteistä laadituista ikä-syvyysmalleista nähdään, että kahden eri ajoitusmenetelmän käyttö tarkoittaa taitekohtaa, jossa radiohiilimittauksien tarkkuus heikkenee ja missä lyijy-210-menetelmän tarkkuus paranee (kuva 7). Ajoitustulokset ovat siis luotettavampia kahta eri metodologia käytettäessä kuin jos olisi käytetty pelkkää radiohiiliajoitusta. Ikä-syvyysmalleista voidaan nähdä, että mallinnuksen epävarmuus kasvaa pohjanäytteitä kohden radiohiiliajoitettujen näytteiden rajallisuudesta johtuen.

Suurimmassa osassa näytesarjoja lyijy-210-menetelmällä ajoitetut nuorimmat, alle 200 vuotta vanhat näytteet, sijoittuvat noin 15 senttimetrin paksuiseen pintakerrokseen. Lovozeron soilla Lov1.3 ja Lov3.2 nuorimmat kerrokset ulottuvat kuitenkin huomattavasti syvemmälle, Lov1.3-näytesarjassa lähes 30 senttimetrin syvyyteen ja Lov3.2-sarjassakin yli 20 senttimetriin. Myös Ruotsin soilla Taav1.2 ja Taav2.1 lyijy-210-menetelmällä ajoitetut nuorimmat näytteet ulottuvat muita näytteitä syvemmälle: Taav1.2-näytesarjassa noin 25 senttimetriin ja Taav2.1-näytesarjassa hieman yli 20 senttimetriin.

Ikä-syvyysmallista voidaan nähdä, että turpeen kertyminen on alkanut kiihtyä noin 200 viimeisen vuoden aikana, mutta muutamilla soilla kertyminen on nopeutunut jo tätäkin aiemmin. Rog4- ja Rog11-näytesuot osoittavat turpeen kertymisen nopeutumista jo noin 2000 vuotta sitten.

Myös Lov3.2-näytesarjassa turpeen kertyminen alkaa kiihtyä noin 500 vuotta sitten syntyneissä kerroksissa, kuten myös Taav2.1-sarjassa. Abi1.2-suolla kasvu on melko tasaisen nopeaa koko suonäytesarjan kehittymisen ajan.

Rogovayan alueen Rog14-näytesarjan sovittaminen malliin oli haastavaa, sillä radiohiiliajoituksen mukaan kymmenen senttimetrin syvyyskerroksella muodostuneiden näytteiden välillä on yli 4000 vuotta ikäeroa. Rog14-näytesarjan ikäsyvyysmalli saattaa siis olla virheellinen joko virheellisesti liian vanhaksi ajoitetun pohjajäätikön takia tai sitten turpeen kertymisessä on tapahtunut katkos useamman tuhannen vuoden ajaksi tai vaihtoehtoisesti jos kertynyttä turvetta on erodoitunut pois suon silloisista pintakerroksista. Ter2.1-näytesarjan mallinnus on vääristynyt näytteen pohjajäätikön suhteen, mikä saattaa johtua joko näytteen kontaminaatiosta tai ajoitusmenetelmään liittyvästä epävarmuudesta. Ikä-syvyysmallin pohjalta tehtyjä kuvaajia on siis luettava vääristymä huomioon ottaen.



Kuva 7. Näytteistä laaditut ikä-syvyysmallit. Y-akselilla on esitetty näytteen pituus senttimetreinä ja sitä vasten x-akselilla on näytteen ajoitettu ikä kalibroituina radiohiilivuosina. Vuosi 0 vastaa vuotta 1950. Radiohiiliajoituksen antamat lukemat näkyvät malleissa sinisellä värillä ja lyijy210-ajoituksen tulokset vihreällä. Trendiviiva on keskellä kulkeva punainen ohut viiva. Näytteiden Rog14 ja Ter2.1 mallit on merkitty asteriskilla, sillä malleissa on käytetty muista malleista poikkeavaa mallinnuskaavaa, jotta ne saatiin sovittumaan malliin. Ter2.1-mallin näyte on kuitenkin mahdollisesti kontaminoitunut, sillä sen pohjakerrosten radiohiiliajoitustulos on epälooginen.

4.2 Komi

Komista Rogovayan alueelta kerättyjä näytteitä oli yhteensä viisi. Neljältä näytesuolta löytyi ikiroutaa ja ainoastaan Rog4-näytepisteellä sitä ei kairatessa saavutettu, eli ikirouta oli yli 60 cm syvyydessä tai maaperä ei ollut ikiroudassa. Ikiroudan syvyys vaikutti näytteiden pituuksiin, jotka vaihtelivat 35–60 cm välillä.

4.2.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog2, Rog4 ja Rog8

Turpeen kertyminen on näytesarjoissa Rog2, Rog4 ja Rog8 melko yhteneväistä (kuva 8). Rog2-näytesarjassa turpeen kertyminen on tasaisen vähäistä ja hidasta keskiajan lämpöanomalian loppupuolelta pienen jääkauden loppumiseen asti. Noin 150 vuotta sitten syntyneissä kerroksissa turpeen kertyminen alkaa kiihtyä ja kertyminen on nopeinta viimeisen 40 vuoden aikana syntyneissä kerroksissa. Viimeisen tuhannen vuoden aikana turpeen kertymisnopeus on vaihdellut pohjakerrosten 0,04 mm/v ja pintakerrosten 2,5 mm/v välillä. Keskimäärin turvetta on kertynyt 1,22 mm/v. Turpeen tiheys pienenee melko tasaisesti pohjakerroksista kohti suon pintaa. Turve on näytteen pohjalla hieman löyhempää verrattuna pienen jääkauden aikana syntyneisiin kerroksiin, joissa turpeen tiheys kasvaa. Tiheimmillään turve on pienen jääkauden aikana ja sen jälkeen, noin vuosina 1694–1938 syntyneissä kerroksissa. Pintaa kohden turpeen tiheys pienenee nopeasti ja se on löyhimmillään pintanäytteissä. Turpeen tiheys vaihtelee välillä 0,02–0,24 g/cm³ ja on keskimäärin 0,13 g/cm³.

Rog4-näytesarjassa turpeen kertymisnopeus on pienimmillään kerroksissa, jotka ovat syntyneet hieman ennen pientä jääkautta ja sen aikana. Pienen jääkauden loputtua turpeen kertymisnopeus kiihtyy, ja viimeisimmän noin 30 vuoden aikana kertyminen on nopeinta. Turpeen keskimääräinen kertymisnopeus koko näytteessä on 0,76 mm/v ja vaihteluväli 0,07–2 mm/v. Turpeen tiheys pysyy näytteen pohjakerroksissa melko tasaisena, kunnes se hetkellisesti hieman laskee pienen jääkauden aikana. Turpeen tiheys nousee uudelleen pienen jääkauden päättymisen jälkeen ja laskee sen jälkeen kohti nuorimpia pintakerroksia. Keskimäärin tiheys näytesarjassa on 0,12 g/cm³ ja vaihteluväli 0,07–0,17 g/cm³.

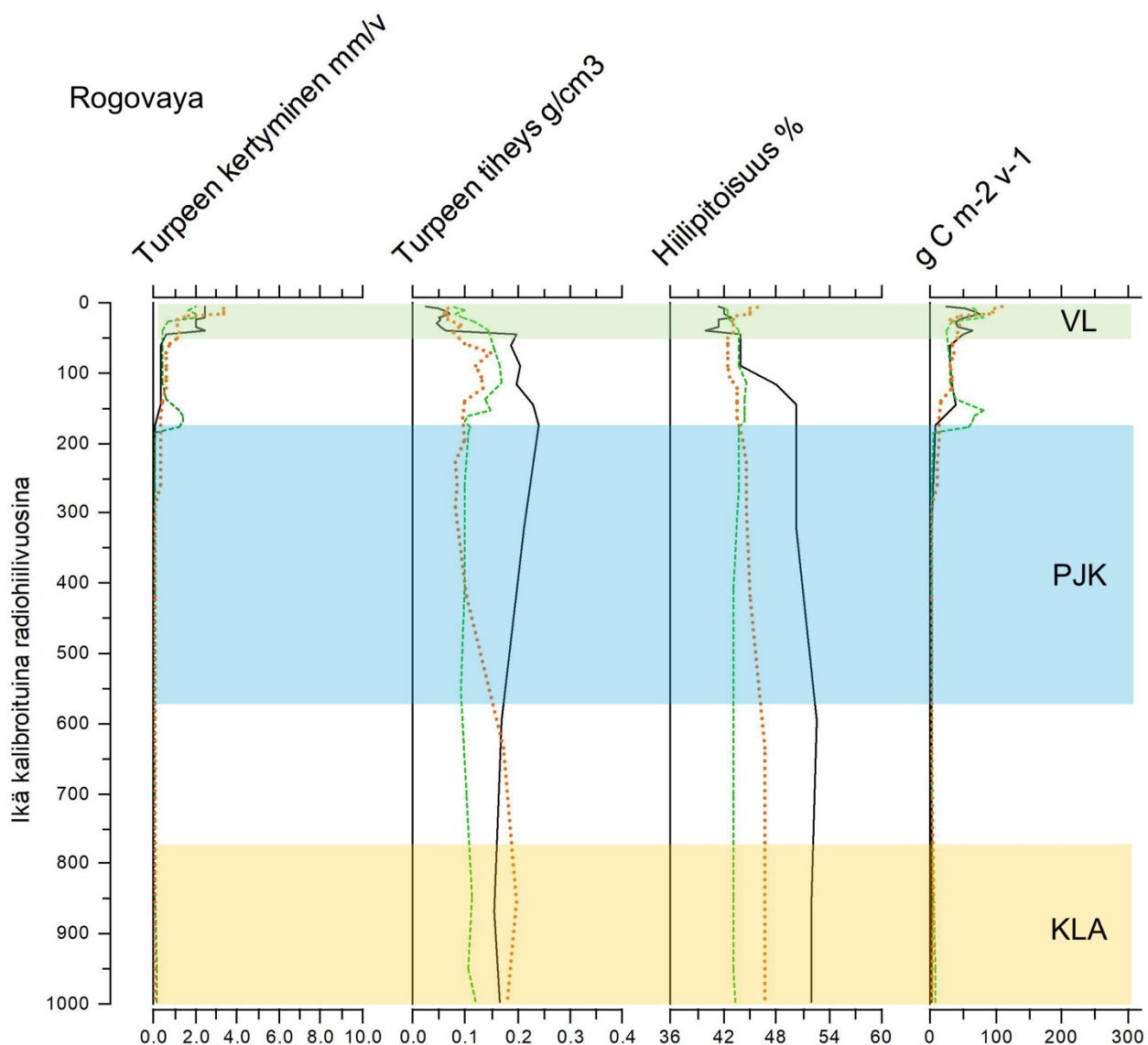
Rog8-näytesarjassa turpeen kertyminen on hidasta ja tasaista pienen jääkauden loppukolmannekselle asti, jolloin kertymisnopeus alkaa kasvaa ja nousee edelleen kylmän ajanjakson päätyttyä. Kertymisnopeus kasvaa pienen jääkauden jälkeen selkeästi voimakkaammin, ja on suurinta lähinnä pintaa olevissa kerroksissa. Keskimäärin turvetta on kertynyt koko näytesarjaan 1,03 mm/v ja kertymisnopeus on vaihdellut välillä 0,05–3,33 mm/v. Turve on tiheimmillään keskiajan lämpimän ajanjakson lopulla ja sen päättymisen jälkeen syntyneissä kerroksissa, mutta tiheys laskee selvästi pienen jääkauden aikana. Turpeen tiheys kasvaa uudestaan vasta pienen jääkauden päättymisen jälkeen, kunnes laskee uudelleen viimeisten vuosikymmenten aikana syntyneissä kerroksissa. Keskimäärin turve on tiheydeltään 0,1 g/cm³ ja se vaihtelee välillä 0,06–0,2 g/cm³.

Hiilipitoisuus pysyy näytesarjoissa Rog4 ja Rog8 melko tasaisena koko tuhannen vuoden tutkimusjakson ajan, mutta Rog2-näytesarjassa pohja- ja pintakerrosten välillä on hiilipitoisuudessa selvä ero. Rog2-näytesarjassa hiilipitoisuus on suurimmillaan sarjan pohjakerroksissa ja pitoisuus lähtee laskuun vasta pienen jääkauden päätyttyä. Pitoisuus laskee huomattavasti kohti näytesarjan

nuorimpia pintakerroksia. Hiilipitoisuus vaihtelee näytesarjassa välillä 40,0–52,6 % ja on keskimäärin 45,4 %. Rog4-näytesarjassa hiilipitoisuus pysyy melko tasaisena keskiajan lämpöanomalian ajasta pienen jääkauden loppuun asti, jolloin pitoisuus hetkellisesti hieman kasvaa ja laskee sitten taas aavistuksen näytteen pintakerroksia kohti. Keskimäärin sarjan hiilipitoisuus on 43,5 % ja vaihteluväli 42–44,5 %. Näytesarjassa Rog8 hiilipitoisuus on suurimmillaan keskiajan lämpöanomalian aikana syntyneissä kerroksissa ja viimeisten parinkymmen vuoden aikana syntyneissä kerroksissa. Hiilipitoisuus laskee keskiajan lämpöjakson jälkeen hieman ja pysyy sitten melko tasaisena, mutta nousee viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana uudestaan. Hiilipitoisuus vaihtelee näytesarjassa 42,5–46,6 % välillä ja on keskimäärin 44,2 %.

Hiilikertymä on Rog2-näytesarjan syvissä pohjakerroksissa matalimmillaan, mutta nousee selvästi pienen jääkauden päättymisen jälkeen. Korkeimmillaan hiilikertymä on viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana syntyneissä kerroksissa. Keskimäärin koko näytesarjan hiilikertymä on $35,7 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ ja vaihteluväli $2,97\text{--}74,8 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Rog4-näytesarjassa hiilikertymä on keskiajan lämpöanomalian aikaan hieman suurempi kuin pienen jääkauden aikaan syntyneissä kerroksissa. Pienen jääkauden aikana kertymä on matalimmillaan, vain noin $2,5\text{--}3 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Hiilikertymä kasvaa voimakkaasti pienen jääkauden päätyttyä ja on suurimmillaan heti pienen jääkauden jälkeen ja nuorimmissa pintakerroksissa. Keskimäärin hiilikertymä näytesarjassa on $35,4 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ ja se vaihtelee välillä $2,7\text{--}82,1 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$.

Näytesarjassa Rog8 hiilikertymä pysyy tasaisena ja matalana pienen jääkauden loppuvaiheille asti, jolloin se lähtee tasaisen voimakkaasti kasvamaan, ja kasvu on suurinta viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana. Suurimmillaan hiilikertymä on aivan sarjan pinnan näytteissä, jossa hiilikertymä on $109 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Matalimmat hiilikertymäarvot ovat näytesarjassa pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa, joissa kertymäminimi on $2,09 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Näytesarjan hiilikertymä on keskimäärin $35,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$.



Kuva 8. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog2 (musta jatkuva viiva), Rog4 (vihreä katkoviiva) ja Rog8 (oranssi pistemäinen katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

4.2.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog11 ja Rog14

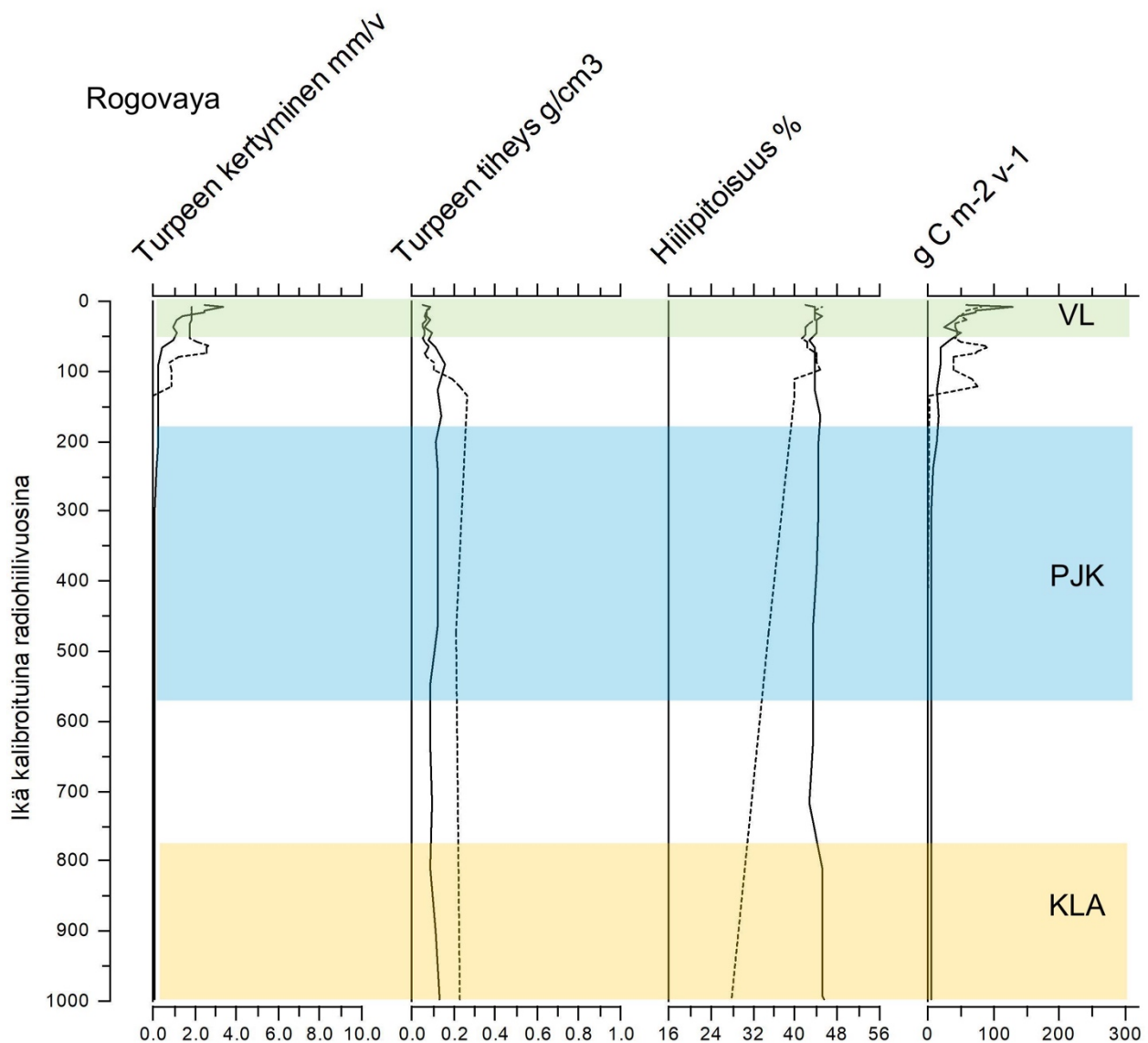
Turpeen kertyminen on näytesarjoissa Rog11 ja Rog14 hidasta ja tasaista pienen jääkauden loppumiseen asti (kuva 9). Näytesarjassa Rog11 kertymisnopeus alkaa kiihtyä hieman jo pienen jääkauden loppupuolella, mutta suurinta kertyminen on viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana. Keskimäärin turvetta on kertynyt 0,77 mm/v ja kertymisnopeuden vaihteluväli on ollut 0,11–3,33 mm/v. Rog14-näytesarjassa turvetta kertyy suohon nopeammin vasta hieman pienen jääkauden päättymisen jälkeen, mutta kertymisnopeus näyttäisi hieman hidastuvan viimeisimpien

vuosikymmenten aikana. Nopeinta turpeen kertyminen on ollut noin 75–58 vuotta sitten syntyneissä kerroksissa eli noin vuosina 1943–1960. Keskimäärin turvetta on kertynyt Rog14-näytesarjassa 1,52 mm/v ja kertymisnopeus on vaihdellut välillä 0,02–2,63 mm/v.

Rog11-näytesarjassa turve on keskiajan lämpöjakson aikana syntyneissä kerroksissa hieman tiheämpää kuin pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa. Pienen jääkauden loputtua turve muuttuu hetkellisesti tiheämmäksi, pintaa kohti turpeen tiheys taas laskee. Keskimäärin Rog11-näytesarjassa tiheys on 0,1 g/cm³ ja vaihteluväli 0,06–0,16 g/cm³. Rog14-näytesarjassa turve on vanhoissa pohjakerroksissa jonkin verran nuorempia näytteitä tiheämpää, mikä kuitenkin osittain johtuu siitä, että näytesarjan pohjakerrokseen oli sekoittunut mineraalimaata. Rog14-näytesarjassa turpeen tiheys pysyy tasaisena pohjakerroksia lukuun ottamatta pienen jääkauden loppumiseen asti, jonka jälkeen tiheys hieman laskee pintakerroksia kohti. Keskimäärin tiheys on 0,11 g/cm³ ja vaihteluväli 0,06–0,3 g/cm³.

Rog11-näytesarjan hiilipitoisuus on korkeimmillaan keskiajan lämpöanomalian aikana syntyneissä kerroksissa. Lämpimän jakson jälkeen pitoisuus lähtee loivaan laskuun. Hiilipitoisuus vaihtelee vain hieman sarjan pintaa kohti edettäessä. Pitoisuus on keskimäärin 44,0 % ja vaihtelee välillä 41,8–47,4 %. Rog14-turvenäytesarjan pohjanäytteet sisälsivät hiekkaa, minkä vuoksi pohjan hiilipitoisuus on huomattavasti muuta näytesarjaa matalampi eikä sen voida ajatella edustavan turpeen hiilipitoisuutta. Jos alimmat, hiekkaa sisältävät näytteet jätetään laskuista, näytesarjan hiilipitoisuus vaihteli 35,1 ja 45,2 % välillä. Hiilipitoisuus oli näytesarjan turvekerroksissa keskimäärin 42,3 %. Hiilipitoisuuden trendi on nouseva pohjakerroksista kohti näytesarjan pintaa niin, että matalimmat turpeen hiilipitoisuudet ajoittuvat kerrokseen, jotka ovat syntyneet heti pienen jääkauden jälkeen sekä kerrokseen, jotka ovat syntyneet noin 35–65 vuotta sitten. Pintakerroksissa hiilipitoisuus on suurimmillaan.

Hiilikertymä Rog11-näytesarjassa on keskiajan lämpöjakson aikaan hieman suurempi kuin pienen jääkauden aikaisissa kerroksissa, joissa arvot ovat näytesarjan pienimpiä. Hiilikertymä kasvaa uudelleen pienen jääkauden loppuvaiheessa ja saavuttaa suurimmat arvonsa nuorimmissa turvekerroksissa. Kertymä on keskimäärin 27,4 g m⁻²v⁻¹ ja vaihtelee välillä 4,4–129,1 g m⁻²v⁻¹. Rog14-näytesarjan hiilikertymä on pienimmillään pohjakerroksissa, jotka ovat syntyneet hieman ennen pientä jääkautta ja sen aikana. Hiilikertymä kasvaa huomattavasti pienen jääkauden päätyttyä ja nousee uudelleen viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana. Keskimäärin näytesarjan hiilikertymä on 50,4 g m⁻²v⁻¹ ja sen vaihteluväli on 0,91–90,2 g m⁻²v⁻¹.



Kuva 9. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog11 (musta jatkuva viiva) ja Rog14 (musta katkoviiva). Huomaa poikkeava asteikko hiilipitoisuuksissa ja turpeen tiheydessä. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

4.3 Kuola

Kuolan niemimaan näytesarjoja on yhteensä kuusi. Näytteenotossa yhdelläkään näytepisteellä ei päästy ikeroudan syvyyteen asti, vaikka näytesarjat ovat Ter2.1-näytesarjaa lukuun ottamatta noin puolen metrin mittaisia (45–51 cm). Teriberkan näytesarja (Ter2.1) on vain 27 cm pitkä, sillä peruskallio saavutettiin jo 32 cm syvyydessä.

4.3.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Ter2.1 ja Lov1.3

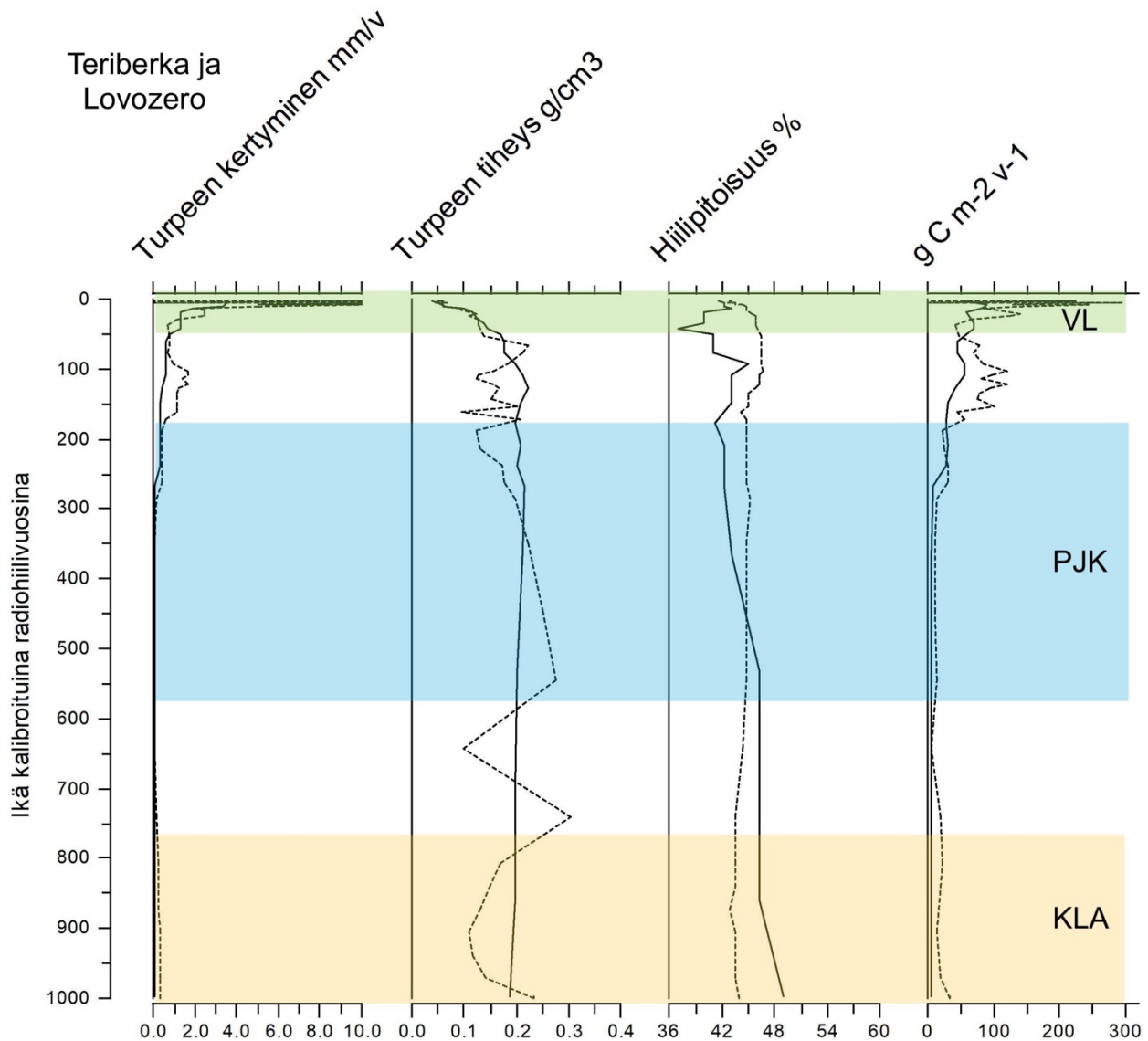
Teriberkan suolla Ter2.1-näytesarjassa turpeen kertyminen on ollut hidasta pienen jääkauden loppuun asti, josta eteenpäin se on kiihtynyt (kuva 10). Merkittäväntä kertyminen on viimeisimmän 40 vuoden aikana syntyneissä kerroksissa. Turpeen kertymisnopeus vaihtelee välillä 0,06–3,57 mm/v ja on keskimäärin 1,06 mm/v. Turpeen tiheydessä ei näy merkittäviä muutoksia ennen pienen jääkauden loppua, jolloin tiheys on alkanut laskea samaan aikaan kertymisnopeuden kasvaessa. Turve on aiempaa huomattavasti löyhempää kuitenkin vain noin 20 vuotiaissa ja sitä nuoremmissa kerrostumissa, mikä kertoo tuoreista, vasta vähän maatuneista kerroksista. Keskimäärin turve on tiheydeltään 0,16 g/cm³ ja sen vaihteluväli on 0,04–0,22 g/cm³.

Ter2.1-näytesarjan hiilipitoisuus laskee pohjan maksimipitoisuuksista suon pintakerroksia kohti, joskin hiilipitoisuus nousee hetkellisesti pienen jääkauden loppumisen jälkeen ja uudestaan viimeaikaisen lämpenemisen myötä. Näytesarjan hiilipitoisuus on keskimäärin 42,7 % ja vaihteluväli 37,1–49,6 %. Näytesarjan hiilikertymä kasvaa pienen jääkauden loppuvaiheen jälkeen samansuuntaisesti turpeen kertymisnopeuden kanssa. Hiilikertymä on pienimmillään pohjasedimenteissä (5,5 g m⁻²v⁻¹) sekä pienen jääkauden alkupuoliskolla syntyneissä kerroksissa ja suurimmillaan nuorimmissa pintakerroksissa (88,7 g m⁻²v⁻¹). Keskimääräinen hiilikertymä näytesarjassa on 44,4 g m⁻²v⁻¹.

Lov1.3-näytesarjassa turvetta on kertynyt keskiajan lämpöanomalian aikana syntyneissä pohjakerroksissa nopeammin kuin pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa (kuva 11). Pienen jääkauden päättymisen jälkeen turpeenkertymisnopeus on taas kiihtynyt. Pintakerroksissa kertyminen on vaihdellut 0 ja 10 mm/v välillä, mikä kuitenkin saattaa johtua pintakerrosten löyhyydestä ja siitä, miten R-ohjelma on laskenut kerrosten iän. Keskimäärin turvetta on kertynyt 2,17 mm/v. Turve on melko tiheää aivan näytesarjan pohjakerroksissa, mutta keskiajan lämpöanomalian loputtua tiheys laskee hieman. Pientä jääkautta lähestyttäessä tiheys taas kasvaa, mutta kylmän jakson loppupuolella tiheys alkaa hitaasti laskea. Kylmän ajanjakson jälkeen tiheydessä näkyy voimakasta vaihtelua, hieman nousua ja taas laskua kohti tuoreimpia pintakerroksia. Turpeen tiheys vaihtelee 0,04–0,3 g/cm³ välillä ja se on keskimäärin 0,14 g/cm³.

Lov1.3-näytesarjan hiilipitoisuus pysyy tasaisena pienen jääkauden loppumiseen asti, jonka jälkeen pitoisuus hetkellisesti nousee hieman. Suon pintaa kohti hiilipitoisuus laskee uudestaan. Näytesarjan hiilipitoisuus on keskimäärin 44,7 % ja hiilipitoisuus vaihtelee 42,7 ja 46,7 % välillä. Näytesarjan hiilikertymä vaihtelee pintakerroksissa koko näytteen minimin ja maksimin, 0 ja 294,4 g m⁻²v⁻¹, välillä, joskin arvot lasketaan turpeenkertymisnopeuteen perustuen, mikä vaikuttaa

voimakkaisiin pintakerrosten kertymisvaihteluihin. Keskimääräinen hiilikertymä on $79,7 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Keskiajan lämpöanomalian aikaan suohon on kertynyt hiiltä nopeammin kuin lämpimän ajanjakson jälkeen. Pienen jääkauden aikaiset hiilikertymäarvot ovat näytesarjan pienimmät, jos pintakerroksen 0-arvoja ei oteta huomioon. Pienen jääkauden loppuvaiheilla hiilikertymä lähtee selvään nousuun ja sen trendi on voimakkaasti nouseva pintaa kohti, joskin kerrosten välillä on huomattavaa vaihtelua.



Kuva 10. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Ter2.1 (musta jatkuva viiva) ja Lov1.3 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

4.3.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov2.2 ja Lov3.1

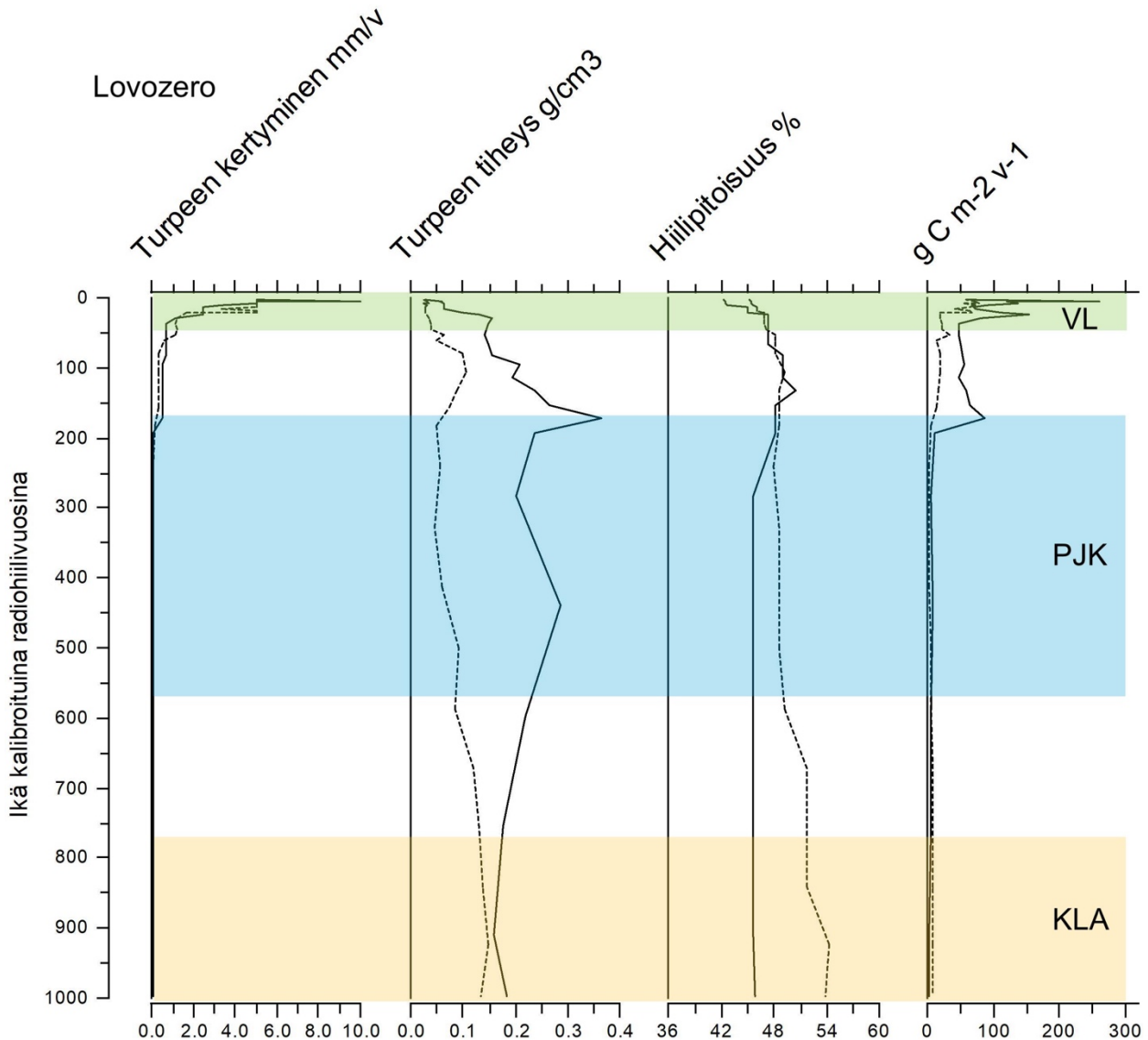
Näytesarjoissa Lov2.2 ja Lov3.1 trendit ovat keskenään melko samanlaisia, mikä on loogista, sillä sarjat on kairattu paikoista, jotka sijaitsevat melko lähekkäin toisiaan. Turpeen kertyminen nopeutuu molemmissa näytesarjoissa pienen jääkauden loppumisen jälkeen (kuva 11). Kertyminen nopeutuu voimakkaimmin viimeisimmän lämpimän ajanjakson aikana. Lov2.2-näytesarjassa turpeen kertyminen on hidasta pienen jääkauden loppuun asti, jolloin turvetta alkaa kertyä nopeammin. Turpeen kertyminen on ollut erityisen nopeaa viimeisten 30 vuoden aikana, joskin turpeen tiheys laskee samaan aikaan. Kertymisnopeus vaihtelee 0,04–10 mm/v välillä ja on keskimäärin 1,74 mm/v. Turpeen tiheys vaihtelee koko näytesarjan pituudella melko paljon, 0,03 ja 0,37 g/cm³ välillä. Keskimäärin tiheys on 0,16 g/cm³. Ilmastoanomalioihin verrattaessa Lov2.2-näytesarjan turpeen tiheys pysyy melko tasaisena pohjakerroksista pienen jääkauden jälkeiseen aikaan, jolloin se on noin 80 vuotta sitten alkanut hitaasti laskea kohti pintakerroksia. Tiheimmillään turve on ollut pienen jääkauden aikana.

Lov2.2-näytesarjan hiilipitoisuus pysyy melko tasaisena pienen jääkauden loppuvaiheille saakka, jolloin hiilipitoisuus ensin hieman nousee ja lähtee sitten viimeisimmän noin 30 vuoden aikana lievään laskuun. Koko näytesarjan hiilipitoisuus vaihtelee 42,2–50,5 % välillä olleen keskimäärin 46,2 %. Hiiltä on alkanut kertyä turpeeseen voimakkaasti pienen jääkauden loputtua ja kertymä on kasvanut entisestään viimeisimmän lämpenemisen myötä. Pienimmät kertymäarvot ovat näytesarjan pohjakerroksissa, jotka ovat syntyneet pienen jääkauden aikana ja sitä ennen. Keskimääräinen hiilikertymä näytesarjassa on 66,3 g m⁻²v⁻¹ ja vaihteluväli 3,8–260,8 g m⁻²v⁻¹.

Lov3.1-näytesarjan turpeen kertymisnopeus on keskimäärin 1,77 mm/v ja kertymisnopeus vaihtelee välillä 0,11–5 mm/v. Näytesarjassa turpeen tiheys on pysynyt koko tutkitun tuhannen vuoden ajan melko tasaisena ja pienenä verrattuna Lov2.2-sarjaan. Turpeen tiheys vaihtelee Lov3.1-näytesarjassa 0,02 ja 0,15 g/cm³ välillä ja tiheys on keskimäärin 0,07 g/cm³. Näytesarjan hiilipitoisuus on korkeimmillaan sarjan pohjaosissa, jotka ovat syntyneet keskiajan lämpöanomalian aikana. Lämpimän ajanjakson jälkeen hiilipitoisuus alkaa hitaasti laskea. Hiilipitoisuus nousee hetkellisesti pienen jääkauden päättymisen jälkeen, mutta alkaa uudestaan laskea näytesarjan pintakerroksia kohti. Korkeimmillaan näytesarjan hiilipitoisuus on 54,4 %, matalimmillaan 45,2 % ja keskimäärin 48,3 %.

Lov3.1-näytesarjassa hiiltä on kertynyt suohon keskiajan lämpimän ajanjakson aikaan hieman enemmän kuin sen päättymisen jälkeen. Pienen jääkauden aikana hiilikertymä on pienimmillään ja kertymä lähtee sen päättymisen jälkeen selvästi nousuun. Nuorimmissa, noin 20 viimeisen vuoden aikana syntyneissä kerroksissa hiilenkertymisnopeus on selvästi suurimmillaan.

Lov3.1-näytesarjassa hiilikertymä vaihtelee 2,49–79,4 g m⁻²v⁻¹ välillä. Koko näytesarjan keskimääräinen hiilikertymä on 28,3 g m⁻²v⁻¹.



Kuva 11. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov2.2 (musta jatkuva viiva) ja Lov1.3 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

4.3.3 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov3.2 ja Lov3.3

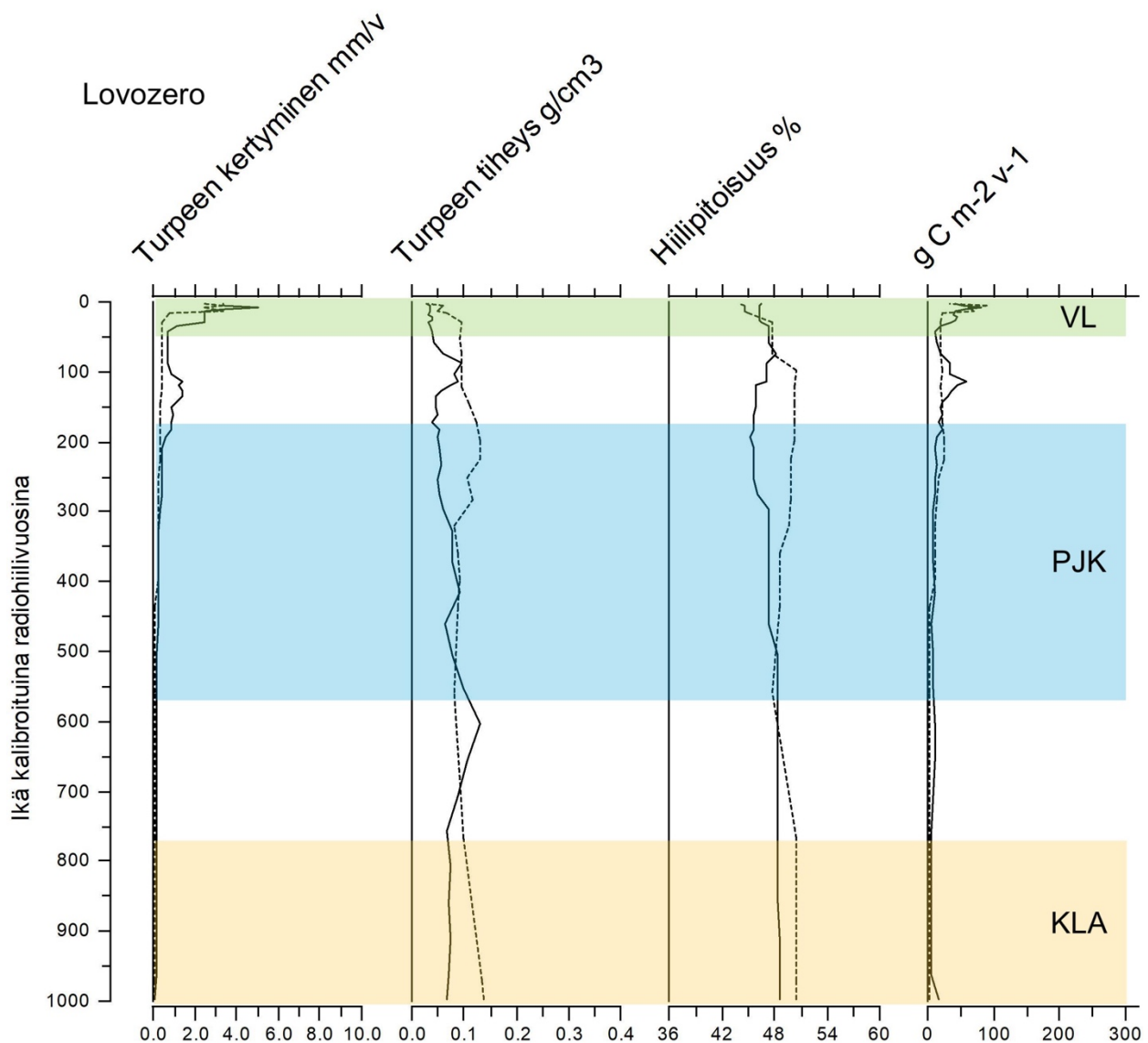
Lov3.2-näytesarjan turpeenkertymisnopeus kiihtyy pienen jääkauden lopussa ja uudestaan viimeisten vuosikymmenien aikana syntyneissä kerroksissa (kuva 12). Turpeenkertymisnopeus on keskimäärin 1,1 mm/v ja vaihtelee välillä 0,19–5 mm/v. Turve on näytesarjassa tiheämpää pienen jääkauden

päättymisen jälkeen kuin sen aikana, mutta viimeisten vuosikymmenten aikana tiheys laskee. Lov3.2-näytesarjassa tiheys vaihtelee 0,03 ja 0,13 g/cm³ välillä ja tiheyden keskiarvo on 0,06 g/cm³.

Lov3.2-näytesarjan hiilipitoisuus pysyy melko tasaisesti noin 48 %:ssa pohjakerroksista pienen jääkauden loppumiseen asti, minkä jälkeen pitoisuus kasvaa aavistuksen ja lähtee uudestaan laskuun. Koko näytesarjan hiilipitoisuus vaihtelee vain vähän 45,3–48,6 % välillä ja on keskimäärin 47,0 %. Näytesarjan pienimmät hiilikertymäarvot sijoittuvat sarjan vanhimpiin pohjakerrokseen sekä pienen jääkauden aikaan. Hiilikertymä pysyy tasaisena ja pienenä aivan näytesarjan pohjasta pienen jääkauden loppuvaiheille asti, jolloin se lähtee nousuun. Hiilikertymä on suurimmillaan heti pienen jääkauden päättymisen jälkeen, sitten se laskee hieman ja nousee taas uudestaan viimeisimpien 35 vuoden aikana syntyneissä kerroksissa. Lov3.2-sarjan hiilikertymä vaihtelee välillä 6,3–82,35 g m⁻²v⁻¹ ja on näytesarjassa keskimäärin 23,4 g m⁻²v⁻¹.

Lov3.3-näytesarjassa turvetta kertyy hitaasti ja melko tasaisesti pienen jääkauden puoleenväliin asti, jolloin kertyminen alkaa vähitellen nopeutua noin 400 vuotta sitten syntyneissä kerroksissa (kuva 12). Keskimääräinen kertymisnopeus on 0,74 mm/v ja vaihteluväli 0,05–3,33 mm/v. Selvästi nopeinta turpeen kertyminen on nuorimmissa, noin 20 vuotta vanhoissa kerroksissa. Turpeen tiheys vaihtelee näytesarjassa 0,03 ja 0,16 g/cm³ välillä. Keskimäärin turve on tiheydeltään 0,1 g/cm³. Turve on ollut tiheimmillään keskiajan lämpöanomalian loppuvaiheessa, jonka jälkeen tiheys on selvästi laskenut ja noussut sitten hieman uudestaan pienen jääkauden loppupuoliskolla. Pienen jääkauden jälkeen turpeen tiheys on taas laskenut kohti suon pintaa.

Näytesarjan hiilipitoisuus vaihtelee melko yhteneväisesti turpeen tiheyden kanssa. Sarjan hiilipitoisuus on keskimäärin 48,5 % ja vaihteluväli 44,0–50,6 %. Hiilipitoisuus pysyy hieman yli 50 %:ssa keskiajan lämpöanomalian aikana ja hieman sen päätyttyä, mutta laskee sitten pienelle jääkaudelle tultaessa. Pienen jääkauden puolivälissä hiilipitoisuus nousee uudestaan, mutta alkaa laskea noin 50 %:sta 44 %:iin viimeisen sadan vuoden aikana. Hiilikertymä on pienimmillään näytesarjan pohjakerroksissa, jotka ovat syntyneet keskiajan lämpimän jakson lopussa ja pienen jääkauden alkaessa. Hiilikertymä osoittaa kasvua samaan aikaan turpeen kertymisnopeuden kasvaessa noin pienen jääkauden puolivälissä. Suurin hiilikertymä saavutetaan viimeisten vuosikymmenten aikana. Hiilikertymän keskiarvo näytesarjassa on 23 g m⁻²v⁻¹ ja se vaihtelee välillä 1,91–88,5 g m⁻²v⁻¹.



Kuva 12. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov3.2 (musta jatkuva viiva) ja Lov3.3 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

4.4 Ruotsi

Ruotsista kerättyjä näytesarjoja on yhteensä neljä, joista yksi sijoittuu Abiskoon ja kolme hieman Abiskosta koilliseen Tavvavuoman alueelle. Tavvavuoman soilta ei löydetty ikeroutaa, mutta Abiskon näytestepisteellä ikerouta oli noin 45 cm syvyydessä. Näytesarjojen pituus vaihteli 40–50 cm välillä.

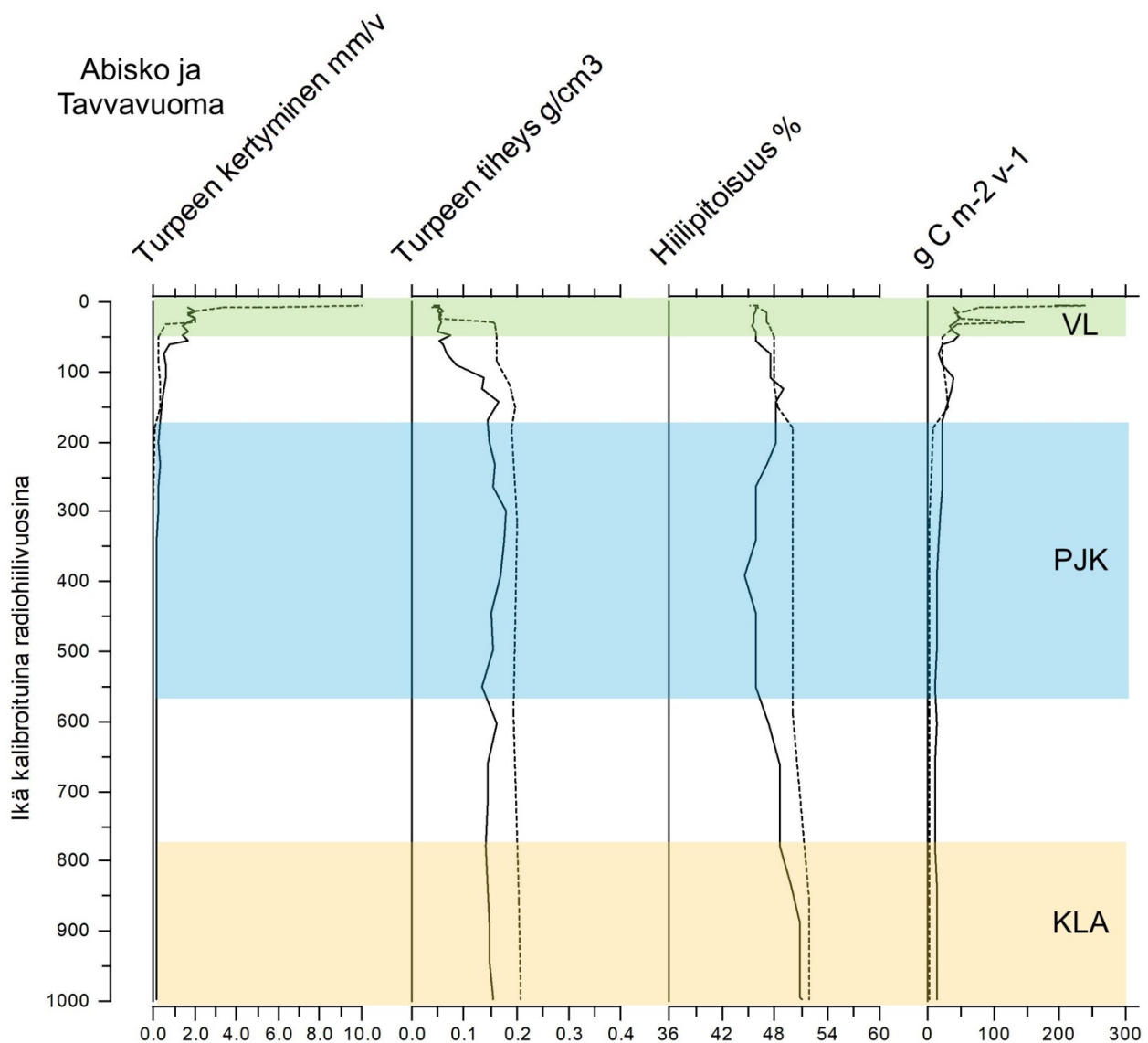
4.4.1 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Abi1.2 ja Taav1.1

Abi1.2-näytesarjassa turpeen kertyminen on hidasta syvemmissä pohjakerroksissa, kunnes noin 200 vuotta sitten pienen jääkauden loppupuolella turpeen kertyminen nopeutuu (kuva 13). Kertymisnopeus selvästi kiihtyy viimeisen lämpimän ajanjakson aikana. Keskimäärin turpeen kertymisnopeus näytepisteellä on 0,67 mm/v ja se vaihtelee välillä 0,17–2 mm/v. Turpeen tiheys pysyy melko tasaisena pienen jääkauden loppumiseen asti, jonka jälkeen tiheys alkaa laskea kohti suon pintakerroksia. Turve on tiheimmillään pienen jääkauden aikana, jolloin tiheys on enimmillään 0,18 g/cm³ ja löyhimmillään nuorissa pintakerroksissa, joissa tiheys on vain 0,05 g/cm³. Keskimäärin turpeen tiheys on näytesarjassa 0,12 g/cm³.

Näytesarjan hiilipitoisuus alkaa laskea keskiajan lämpöjakson päätyttyä ja se laskee vähitellen pienen jääkauden puoleenväliin asti. Pienen jääkauden puolella välissä hiilipitoisuus alkaa taas nousta, mutta viimeisen 100 vuoden aikana uudelleen laskea. Näytesarjan keskimääräinen hiilipitoisuus on 47,3 % ja vaihteluväli 44,6–52,0 %. Hiilikertymä on vain hieman suurempi näytesarjan pohjakerroksissa kuin pienen jääkauden aikana, ja hiilikertymä lähtee nousemaan pienen jääkauden loppupuolella. Hiilikertymässä on pieni notkahdus alaspäin noin 100 vuotta vanhoissa näytekerroksissa, joiden jälkeen muodostuneessa turpeessa hiilikertymä kuitenkin taas nousee viimeisimmän voimakkaan lämpenemisjakson aikana. Keskimäärin hiilikertymä näytesarjassa on 25 g m⁻²v⁻¹ ja se vaihtelee 11,5–47,8 g m⁻²v⁻¹ välillä. Matalimmat kertymäarvot sijoittuvat kerroksiin, jotka ovat muodostuneet 450–850 vuotta sitten eli hieman ennen pientä jääkautta ja sen aikana.

Taav1.1 on kaikista tutkimusnäytesarjoista toiseksi vanhin. Turpeen kertymisnopeus on melko hidasta vanhimmissa pohjakerroksissa ja alkaa kiihtyä vasta pienen jääkauden loppuessa (kuva 13). Kertyminen nopeutuu entisestään viimeisten vuosikymmenten aikana. Keskimäärin kertymisnopeus on 2,53 mm/v ja se vaihtelee 0,04–10 mm/v välillä. Turve on tiheimmillään pohjakerroksista pienen jääkauden loppumiseen asti, jolloin tiheys alkaa vähitellen laskea kohti pintakerroksia. Turve on tiheimmillään 0,21 g/cm³ ja löyhimmillään 0,04 g/cm³. Keskimääräinen tiheys on 0,19 g/cm³.

Taav1.1-näytesarjan hiilipitoisuus vaihtelee välillä 45,2–52,1 % ja on keskimäärin 48 %. Hiilipitoisuus on suurimmillaan sarjan pohjakerroksissa, jotka ovat syntyneet keskiajan lämpöjakson ja pienen jääkauden aikana. Pienen jääkauden jälkeen hiilipitoisuus alkaa laskea näytesarjan pintaan kohti. Näytesarjan hiilikertymä on keskiajan lämpöanomalian aikaan melko pieni ja se laskee vielä hieman pienen jääkauden aikana. Pienen jääkauden lopussa hiiltä alkaa kertyä suohon nopeammin ja kertymä kasvaa erityisen suureksi viimeisen lämpimän ajanjakson aikana. Hiilikertymä vaihtelee koko näytesarjassa 3,63–237,6 g m⁻²v⁻¹ välillä ja on keskimäärin 67,5 g m⁻²v⁻¹.



Kuva 13. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Abi1.2 (musta jatkuva viiva) ja Taav1.1 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2017. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

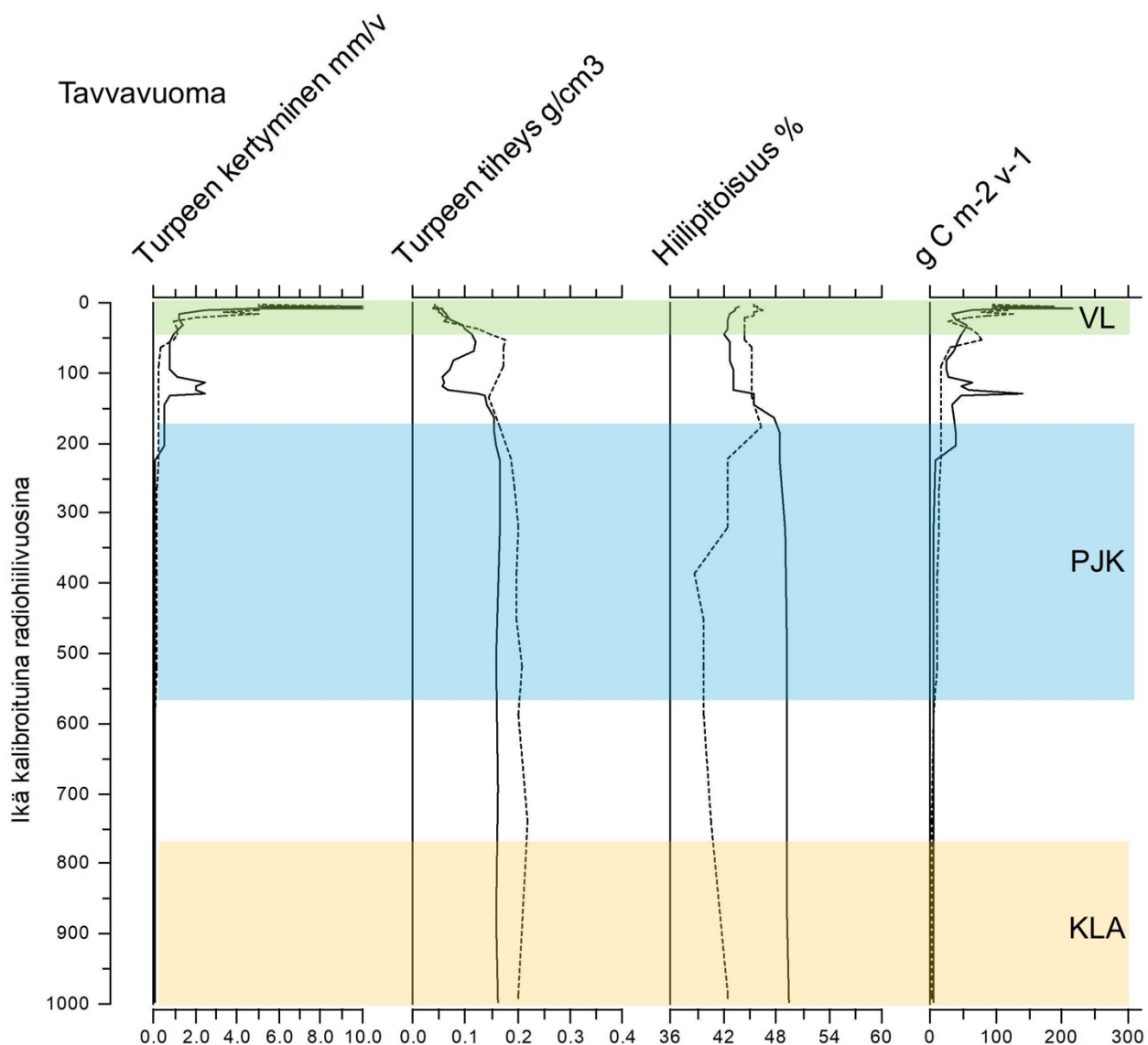
4.4.2 Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Taav1.2 ja Taav2.1

Näytesarjoissa Taav1.2 ja Taav2.1 turpeen kertyminen on hidasta ja tasaista pienen jääkauden loppupuolelle asti (kuva 14). Taav1.2-näytesarjassa turvetta alkaa kertyä hetkellisesti nopeammin pienen jääkauden jälkeen, mutta kertyminen hidastuu sitten uudestaan ja nopeutuu viimeisten vuosikymmenten aikana voimakkaasti. Taav2.1-näytesarjassa turpeen kertymisnopeus voimistuu vähitellen pienen jääkauden loppupuolella, mutta turvetta kertyy selkeästi nopeammin vasta viimeisten 50 vuoden aikana syntyneissä kerroksissa. Taav1.2-näytesarjan turpeen kertymisnopeus on

keskimäärin 1,67 mm/v ja vaihteluväli 0,05–10 mm/v, Taav2.1-näytesarjassa kertymisnopeus puolestaan on keskimäärin 2,23 mm/v ja vaihteluväli 0,04–10 mm/v. Turpeen tiheydessä ei tapahdu kummassakaan näytesarjassa merkittäviä muutoksia ennen pienen jääkauden loppua. Taav1.2-sarjassa turpeen tiheys laskee pienen jääkauden loppumisen jälkeen, nousee taas hetkeksi kerroksissa, jotka ovat syntyneet noin 70–30 vuotta sitten ja laskee sitten kohti pintakerroksia. Tiheys on näytesarjassa keskimäärin 0,11 g/cm³ ja vaihtelee 0,05–0,17 g/cm³ välillä. Taav2.1-näytesarjassa turpeen tiheys lähtee loivaan laskuun jo pienen jääkauden lopulla, nousee sitten hieman sen loppumisen jälkeen ja laskee voimakkaasti uudelleen kohti nuoria pintakerroksia. Keskimäärin tiheys on 0,13 g/cm³ ja tiheyden vaihteluväli 0,04–0,22 g/cm³.

Hiilipitoisuus on Taav1.2-näytesarjassa keskimäärin hieman korkeampi kuin Taav2.1-sarjassa. Taav1.2-näytesarjan hiilipitoisuus pysyy tasaisena pienen jääkauden loppuun asti, jonka jälkeen se hieman laskee ja nousee uudestaan sarjan pintaa kohti. Näytesarjan hiilipitoisuus on keskimäärin 45 % ja se vaihtelee välillä 42,1–49,4 %. Taav2.1-sarjassa hiilipitoisuus on keskiajan lämpöanomalian loppupuolella hieman korkeammalla kuin pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa, joissa hiilipitoisuus on alimmillaan. Hiilipitoisuus nousee vasta pienen jääkauden keskivaiheilla. Nousu pysähtyy pienen jääkauden päätyttyä ja pysyy sen jälkeen melko tasaisena. Keskimäärin näytesarjan hiilipitoisuus on 43,9 % ja se vaihtelee välillä 38,8–46,5 %.

Hiilikertymä on Taav1.2-näytesarjan pohjakerroksissa tasaisen matala. Hiilikertymä kasvaa selvästi pienen jääkauden loppuvaiheessa, laskee sitten jonkun verran ja kasvaa taas voimakkaasti pintanäytekerroksia kohden. Taav1.2-näytesarjan hiilikertymä on keskimäärin 51,1 g m⁻²v⁻¹ ja se vaihtelee 4,23–215,8 g m⁻²v⁻¹ välillä. Taav2.1-näytesarjassa hiilikertymä saa matalimmat arvonsa syvissä pohjakerroksissa, jotka ovat syntyneet keskiajan lämpöanomalian aikaan. Pienen jääkauden aikana kertymä nousee hieman verrattuna keskiajan lämpöanomalian aikana ja sen jälkeen syntyneisiin kerroksiin. Kylmän ajanjakson loppupuolella hiilikertymä alkaa nousta ja nousee sitten voimakkaimmin viimeisimmän lämpenemisajanjakson aikana. Hiilikertymä on keskimäärin 56,9 g m⁻²v⁻¹ ja vaihtelee välillä 3,45–188,7 g m⁻²v⁻¹.



Kuva 14. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Taav1.2 (musta jatkuva viiva) ja Taav2.1 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2017. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (KLA, n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (PJK, n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 1980-luvulla alkanutta voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa (VL).

5. TULOSTEN TARKASTELU

Selvimmät muutokset kaikissa näytesarjoissa ovat tapahtuneet pienen jääkauden loppuvaiheessa tai pienen jääkauden päätyttyä. Kylmän jakson jälkeen kaikissa näytesarjoissa turpeen kertyminen on nopeutunut ja tiheys laskenut. Samaan aikaan hiilikertymä on alkanut kasvaa voimakkaasti. Lähes kaikissa näytesarjoissa myös hiilipitoisuus nousee hieman pienen jääkauden päättyessä ja alkaa sitten laskea kohti pintakerroksia. Vaihtelut hiilipitoisuuksissa ovat kuitenkin melko pieniä. Kuolan, Komin

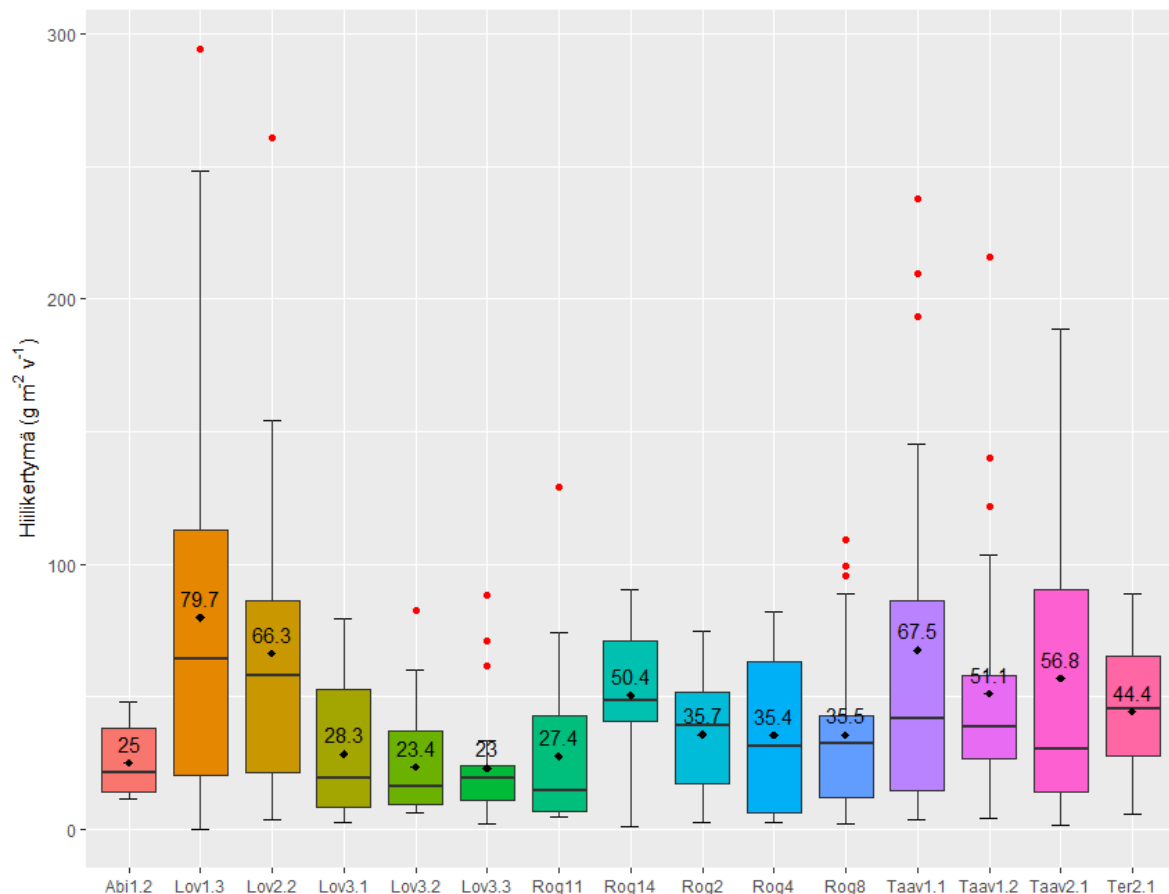
ja Ruotsin soiden välillä ei voida nähdä selkeitä alueellisia eroja turpeen ominaisuuksissa. Näytesoiden ikä vaihtelee huomattavasti, mikä vaikuttaa näytteiden tiiviyyteen turveaineksen maatuneisuuden kautta ja sen myötä myös muihin turpeesta tutkittuihin ominaisuuksiin. Kun tarkastelu rajataan vain viimeisimmän tuhannen vuoden aikana tapahtuneisiin muutoksiin, näytesarjoissa voidaan kuitenkin nähdä selviä yhteneviä trendejä.

Taulukkoon 3 on koottu kaikkien kairausnäytteiden tutkitut turpeen ominaisuudet niiden keskiarvon perusteella. Viimeisen tuhannen vuoden aikana turvetta on kertynyt nopeimmin Ruotsin ja Kuolan niemimaan Lovozeron alueen soilla. Kaikista nopeimmin turvetta on keskimäärin kertynyt Tavvavuoman näytepisteillä Taav1.1 ja Taav2.1 sekä Lovozeron näytepisteellä Lov1.3. Kaikkien näytesarjojen hiilipitoisuuden keskiarvo oli 45,4 %, mikä on hieman vähemmän kuin useissa tutkimuksissa perusoletuksena käytetty noin 50 % (Gorham 1991; Clymo ym. 1998; Turunen ym. 2002). Toisaalta esimerkiksi Loisel ym. (2014) huomasi tutkimuksessaan, että rahkasammalturpeen hiilipitoisuus on selvästi muita turvetyyppejä matalampi ja koska pintaturve myös tämän tutkimuksen näytesarjoissa oli enimmäkseen rahkasammaleesta koostuvaa, voidaan matalien hiilipitoisuuksien päätellä johtuvan kasvillisuustyyppistä. Loisel ym. (2014) huomasi tutkimuksessaan myös hiilipitoisuuden laskevan hieman kohti suon pintakerroksia, mikä on vastoin yleistä perusolettamaa siitä, että hiilipitoisuus laskee pohjakerroksia kohti, sillä ne häviävät hiiltä hajotusprosessin myötä (Kuhry & Vitt 1996). Loiselin tutkimusryhmän tulos on kuitenkin yhteneväinen tämän tutkimuksen tuloksen kanssa, sillä suurimmassa osassa kairausnäytteitä pohjakerrosten hiilipitoisuus oli suurempi kuin pintakerrosten hiilipitoisuus.

Taulukko 3. Näytesarjakohtaiset keskiarvot turpeen ominaisuuksista ja eri ilmastoanomalioiden ja niiden välissä olleiden ”normaali-ilmastojen” vaikutus näytekohtaiseen hiilikertymään. Viistosti ylöspäin osoittava nuoli tarkoittaa, että ajanjakson aikana suon hiilikertymä on ollut suurempi tai kasvussa verrattuna aiempaan ajanjaksoon. Viistosti alaspäin osoittava nuoli tarkoittaa, että hiilikertymä on ollut ajanjakson aikana pienempi tai laskussa verrattuna sitä edeltävään aikaan. Suoraan oikealle osoittava nuoli tarkoittaa, ettei ajanjaksolla ole tapahtunut merkittäviä muutoksia suhteessa aiempaan ajankohtaan. Keskiajan lämpöanomalialla ei ole eritelty taulukkoon, sillä sitä ei voida tuhannen vuoden aikarajauksen takia verrata edeltäneeseen ajanjaksoon. Pienen jääkauden loppupuolella tapahtunut lämpeneminen on merkitty muutamien näytteiden osalta lisänuolella.

Näyte	Turpeen kertymisnopeus (mm/v)	Turpeen tiheys (g/cm ³)	Hiilipitoisuus (%)	Hiilikertymä (g m ⁻² v ⁻¹)	Keskiajan lämpöjakson jälkeinen aika	Pieni jääkausi	Pienen jääkauden jälkeinen aika	Viimeisin lämmin jakso
Rog2	1,22	0,13	45,4	35,7	→	→	→	→
Rog4	0,76	0,12	43,5	35,4	→	→	→	→
Rog8	1,03	0,10	44,2	35,5	→	→	→	→
Rog11	0,77	0,10	44,0	27,4	→	→	→	→
Rog14	1,52	0,11	42,3	50,4	→	→	→	→
Ter2.1	1,06	0,16	42,7	44,4	→	→	→	→
Lov1.3	2,17	0,14	44,7	79,7	→	→	→	→
Lov2.2	1,74	0,16	46,2	66,3	→	→	→	→
Lov3.1	1,77	0,07	48,3	28,3	→	→	→	→
Lov3.2	1,10	0,06	47,0	23,4	→	→	→	→
Lov3.3	0,74	0,10	48,5	23,0	→	→	→	→
Abi1.2	0,67	0,12	47,3	25,0	→	→	→	→
Taav1.1	2,53	0,19	48,0	67,5	→	→	→	→
Taav1.2	1,67	0,11	45,0	51,1	→	→	→	→
Taav2.1	2,23	0,13	43,9	56,9	→	→	→	→

Kaikkien näytesarjojen keskimääräinen hiilikertymä oli 43,3 g m⁻²v⁻¹, mikä on huomattavasti suurempi (p-arvo 0,0003, yksisuuntainen studentin t-testi 14 vapausasteella) kuin pohjoisten soiden hiilenkertymisnopeuksista tehdyssä synteesissä, jossa hiilikertymän keskiarvoksi saatiin 22,9 g m⁻²v⁻¹ (Loisel ym. 2014). Toisaalta hiilikertymät vaihtelivat huomattavasti eri soiden välillä, mikä nostaa tutkittavien näytesarjojen keskiarvoista kertymää. On myös huomattava, että synteesitutkimuksessa hiilikertymä laskettiin vaihtelevan ikäisille turvesarjoille, joista suuri osa oli yli 1000 vuotta vanhoja, mikä laskee synteesitutkimuksen hiilikertymätulosten keskiarvoa. Myös tämän tutkimuksen näytesarjojen kertymät olivat hieman maltillisempia, kun koko näytesarjan ikä huomioitiin laskuissa (liite 1). Hiilikertymäarvot olivat silti koko näytesarjan ikä huomioiden 12 näytesarjassa 15:stä synteesitutkimuksen keskiarvoa suurempia, ja kaikkien näytesarjojen koko pituuden keskiarvo (32,67 g m⁻²v⁻¹) synteesitutkimuksen keskiarvoa suurempi (p-arvo 0,0200, yksisuuntainen studentin t-testi 14 vapausasteella).



Kuva 15. Näytesarjakohtaiset hiilikertymät ja niiden vaihteluvälit. Jokaisen palkin keskellä oleva viiva kuvaa kertymän keskiarvoa, pisteellä ja numeroarvolla on merkitty hiilikertymän mediaani. Viiksillä on kuvattu näytesarjan minimi- ja maksimiarvot ja punaiset pisteet ovat poikkeavia havaintoja, jotka kuvaavat yksittäisiä kertymän ääriarvoja. Kuvasta nähdään, että jokaisella kolmella tutkimusalueella (Ruotsissa, Venäjän Komin alueella ja Kuolan niemimaalla) esiintyi paljon alueen sisäistä vaihtelua soiden hiilikertymissä.

5.1 Hiilikertymän suhde ilmastoanomalioihin

Seuraavaksi verrataan hiilikertymän suhdetta eri ilmastoanomalioihin sekä niiden väliin jääviin ilmastojaksoihin viimeisen tuhannen vuoden aikana. Keskiajan lämpöanomalioita (v. 950–1250 jaa.) rajautuu osittain tuhannen vuoden tarkastelussa pois, mikä on huomioitava tulosten tulkinnassa. Lämpöjakson suhdetta sitä seuranneeseen viileään ilmasto-aikaan voidaan kuitenkin verrata, ja taulukkoon 3 onkin merkitty keskiajan lämpöjakson jälkeinen aika (arviolta noin vuosina 1250–1450 jaa.). Taulukossa on myös pienen jääkauden jälkeinen aika, jonka olosuhteet vastaavat keskimääräistä ilmastoa. Se ajoittuu noin vuosiin 1850–1980 ennen viimeisintä erittäin voimakkaan lämpenemisen aikaa.

5.1.1 Keskiajan lämpöanomalialla ja sen jälkeinen aika

Keskiajan lämpöanomalialla loppupuolella syntyneissä turvekerroksissa hiilikertymä oli hieman suurempi kuin sen jälkeen tai pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa Rogovayan näytesarjoissa Rog4 ja Rog11 sekä Lovozeron soilla Lov1.3 ja Lov3.1. Ruotsin näytesarjoissa Abi1.2 ja Taav1.1 ja Lovozeron sarjassa Lov3.3 ero keskiajan lämpöanomalialla ja sen jälkeen syntyneiden kerrosten hiilikertymän välillä oli pieni, mutta kertymä vaikutti kuitenkin olleen lämpimänä ajanjaksona hieman suurempi kuin sen jälkeen. Toisaalta muissa tutkimusnäytteissä eroa lämpöanomalialla ja sen jälkeen pienellä jääkaudella syntyneiden kerrosten välillä ei huomattu tai kertymät olivat lämpöanomalialla aikaan jopa matalimmillaan. Keskiajan lämpötilan vaikutukset hiilikertymään eivät tutkimuksen perusteella vaikuttaisi olevan merkittävät, sillä hiilikertymä on oli vain osassa näytteistä hieman suurempi kuin lämpöjakson jälkeen. Tuloksissa oli myös vaihtelua eri näytesoiden välillä. Tulos poikkeaa yleisestä oletuksesta, että lämpimällä ajanjaksolla hiiltä olisi kertynyt soihin nopeammin kuin sitä ennen ja sen jälkeen, mutta toisaalta myös esimerkiksi Zhang (2018) huomasi väitöstutkimuksessaan, että keskiajan lämpöanomalialla aikana kertymä saattaa alueellisesti olla matala.

5.1.2 Pieni jääkausi

Pienen jääkauden aikana näytteiden hiilikertymä pysyi samana tai pieneni verrattuna keskiajan lämpöanomalialla ja sen jälkeiseen aikaan kaikissa muissa näytesarjoissa, paitsi Ruotsin Tavvavuoman Taav2.1-sarjassa, jossa hiilikertymä lähti jo pienen jääkauden alussa nousuun. Tällaisia pienen jääkauden aikana tapahtuneita poikkeuksellisia nopean kertymisen jaksoja on havaittu myös muissa tutkimuksissa (Gao & Couwenberg 2015; Zhang 2018), vaikka yleisesti kylmä ajanjakso erottuu tutkimuksissa hiilikertymän vähentymisenä. Pienen jääkauden aikana nopeutuneen hiilen kertymisen on ajateltu selittyvän hidastuneella maatumisprosessilla ennemmin kuin kylmän ilmaston aiheuttamalla alhaisella perustuotannolla (Klein ym. 2013). Pieni jääkausi erottui kuitenkin näytteiden hiilikertymässä selvästi yleisesti matalina arvoina, ja näytesarjoissa Rog2, Rog4, Rog8, Rog11, Rog14, Ter2.1, Lov1.3, Lov3.1 ja Taav1.1 minimikertymät saavutettiin kylmän ajanjakson aikana. Lovozeron soiden näytepisteillä Lov2.2, Lov3.2 ja Lov3.3 sekä Ruotsin Abiskon näytepisteellä Abi1.2 pienimpiä kertymäarvoja oli sekä näytesarjan pohjakerroksissa että pienen jääkauden aikana syntyneissä kerroksissa. Pienen jääkauden vaikutus hiilikertymään on siis selvästi negatiivinen ja hiiltä kertyi soihin vain vähän (mediaani $10,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$).

Osassa näytesarjoista hiilikertymä alkoi kasvaa jo pienen jääkauden loppupuolella eikä vasta sen jälkeen. Rogovayan näytepisteellä Rog11, Teriberkan näytesarjassa Ter2.1, Lovozeron näytesarjoissa Lov1.3, Lov3.2 ja Lov3.3 sekä Ruotsin näytesarjoissa Abi1.2 ja Taav1.2 suot alkoivat kerryttää hiiltä jo pienen jääkauden aikana. Näistä sarjat Rog11, Lov1.3, Lov3.2 sekä Taav1.2 olivat myös kerryttäneet turvetta huomattavasti nopeammin viimeisen noin 250 vuoden aikana kuin muut näytesarjat. Esimerkiksi näytesarjassa Lov1.3 hieman yli 200 vuotta vanhat kerrokset, joissa turpeen kertymisnopeus ja samalla myös hiilikertymä alkoivat kasvaa, ulottuivat yli 30 senttimetrin syvyyteen, joten näiden syvimpien kerrosten voidaan ajatella olevan jo melko pitkälle maatuneita. Myös muissa näytesarjoissa, joissa turpeen ja hiilen kertyminen on alkanut jo pienen jääkauden puolella, alimmat tänä aikana syntyneet kerrokset tuskin ovat enää pelkästään nopean, aerobisen hajoamisen alaisina, joten niissä suon voidaan nähdä kerryttäneen hiiltä oikeasti aiempaa nopeammin.

5.1.3 Pienen jääkauden jälkeinen aika

Pienen jääkauden jälkeinen aika ennen viimeisintä voimakasta lämpenemistä ajoittuu noin vuosiin 1850–1980. Jokaisessa näytesarjassa hiilikertymä alkoi kasvaa pienen jääkauden päättyessä selvästi. Kasvu selittyy pitkälti turpeen heikolla maatuneisuudella, jolloin turve on löyhää ja sen vuoksi vääristää hiilikertymälaskelman tulosta. Toisaalta turpeen tiheydessä ei ennen viimeisintä lämpenemiskautta ole tapahtunut merkittäviä muutoksia tai turve on hetkellisesti jopa tihentynyt näytesarjoissa Rog4, Rog8, Rog11, Ter2.1, Lov1.3, Lov3.1, Lov3.2, Lov3.3, Taav1.1 ja Taav2.1. Samalla turpeen kertymisnopeus on kuitenkin kasvanut, mikä saattaa selittyä esimerkiksi rahkaturpeen yleistymisellä, sillä se nopeuttaa turpeen kertymistä ja vaikuttaa siten myös hiilen kertymisnopeuteen (Tuittila ym. 2013).

5.1.4 Viimeisin lämpeneminen

Viimeisimmän lämpenemisjakson aikana, noin 1980-luvulta lähtien, hiilikertymä oli näytesarjoissa korkea tai erittäin korkea. Poikkeuksellisen korkeita kertymääroja oli suon pinnan tuntumassa etenkin Ruotsin näytepisteillä Taav1.1 ($237,6 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$), Taav1.2 ($215,8 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$) ja Taav2.1 ($188,7 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$) sekä Kuolan niemimaan Lovozeron näytepisteillä Lov1.3 ($294,4 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$) ja Lov2.2 ($260,8 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$). Vastaavia korkeita pintakerrosten kertymääroja on tavattu myös esimerkiksi Kanadassa (Piilo ym. 2019) ja lähes yhtä korkeita Venäjällä kuolan niemimaalla sekä Siperiassa (Treat ym. 2016), mutta monissa aiemmissa tutkimuksissa kertymät ovat olleet maltillisempia (Garneau ym. 2014; Loisel ym. 2014). Toisaalta esimerkiksi Ruotsin Abiskon alueelta, jonne myös osa tämän

tutkimuksen soista sijoittuu, on saman alueen eri soilta löydetty hyvin ääreviä kertymäarvoja (Galka ym. 2017).

Viimeisimmän 40–50 vuoden aikana syntyneissä pintakerroksissa turve oli kuitenkin huomattavasti löyhempää kuin muissa näytteen osissa ja sen kertymisnopeus kiihtyi samaan aikaan voimakkaasti, mikä kertoo turpeen olleen huonosti maatonut. Hiilenkertymisnopeus on kuitenkin alkanut kasvaa näytesoilla jo vähintään viimeisen kahdensadan vuoden aikana niin voimakkaasti, että soiden voidaan sanoa kerryttäneen enemmän hiiltä kuin aiemmin. Tämän voidaan arvella johtuvan voimakkaasta lämpötilan noususta ja sen myötä pidentyneestä kasvukaudesta pohjoisilla alueilla sekä lisääntyneestä kosteudesta, sillä kosteus ja lämpötila säätelevät hiilen kertymistä soihin (Rydin & Jeglum 2006; Swindles ym. 2015b; Galka ym. 2017). Ikiroudan tiedetään sulaneen alueella viimeisimmän lämpenemisen myötä (Vaughan ym. 2013), mikä voi vaikuttaa tutkimussoiden vettymiseen ja korkeisiin hiilikertymiin. Pienen jääkauden jälkeinen lämpeneminen ja etenkin viimeisin, noin 1980-luvulta lähtien alkanut erittäin voimakkaan lämpenemisen aika, näkyvät soilla voimakkaina hiilikertyminä (mediaani $48,5 \text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$).

5.2 Tulosten tulkinta ja epävarmuudet

Viimeisin lämpeneminen on vaikuttanut voimakkaasti kaikkien tutkimussoiden hiilensidontaan, sillä kaikilla tutkimuspisteillä hiilikertymät ovat kasvaneet merkittävästi viimeisten vuosikymmenten aikana. Hiilen kertyminen soihin on alkanut kiihtyä kuitenkin jo pienen jääkauden loppupuolella ja etenkin kylmän ilmastojakson päätyttyä. Myös pienen jääkauden vaikutus on nähtävissä kaikilla tutkimussoilla matalina hiilikertymäarvoina. Tulos on yhteneväinen tähänastisen tutkimuksen kanssa ja osoittaa, että kylmien ilmastojaksojen aikana hiilen kertyminen soihin hidastuu. Tämä johtuu luultavasti osittain kasvukauden lyhentymisestä ja turpeen aktiivisen kerroksen ohentumisesta sekä mahdollisesti kasvilajikohtaisesta maatumisnopeuden kiihtymisestä (Mauquoy ym. 2002). Keskiajan lämpöanomaliolla sen sijaan ei voitu nähdä selkeää yhteyttä korkeampiin hiilikertymiin. Osa soista oli kerryttänyt keskiajan lämpöanomalian aikana hieman enemmän hiiltä kuin sen jälkeen, mutta erot kertymäarvoissa olivat pieniä. Keskiajan lämpöanomalian vaikutuksen tulkittavuutta vaikeuttaa raja-alue viimeisimpään tuhanteen vuoteen. Lämpimän ajanjakson ero olisi ehkä ollut selkeämpi verrattuna sitä ympäröiviin ajanjaksoihin, jos rajausta olisi laajennettu esimerkiksi viimeisimpään 1500 vuoteen. Viimeisimmän tuhannen vuoden ajanjakso on kuitenkin melko yleisesti tutkimuksissa käytetty aikaraja (Charman ym. 2013; Zhang 2018).

Tulosten tulkittavuuksiin epävarmuutta lisää myös turpeen ajoitusmenetelmiin liittyvä ajoittainen epätarkkuus: muutamilla soilla keskiajan lämpöanomalian aika ulottui tuhannen vuoden aikarajauksessa vain alimpaan yhteen tai kahteen senttimetriin, jolloin tulkinnanvaraa sen jälkeen pienen jääkauden aikana syntyneisiin kerroksiin oli vähän. Käytetyt ajoitusmenetelmät itsessään kuitenkin lisäsivät tulosten varmuutta, sillä ne tarkensivat radiohiili- ja radiolyijymenetelmien epävarmuuskohtia. Lyijyajoitettuja näytteitä oli paljon ja niiden valmistelu sisälsi monta työvaihetta, joten kontaminaation mahdollisuus oli olemassa, mutta tulosten perusteella ajoitusten kronologia oli looginen eikä kontaminaatiota siis tapahtunut. Radiohiiliajoitetun Ter2.1-näytesarjan tulosten tulkintaa kuitenkin osittain vääristää radiohiilinäytteen mahdollinen kontaminaatio tai itse ajoitusmenetelmään liittyvä epävarmuus. Myös Rog14-näytesarjan ikä-syvyysmalli osoittaa, että radiohiiliajoituksessa on saattanut tapahtua virhe tai sitten näytesarjan turvekerrosten välillä on katkos, joka on syntynyt mahdollisesti turpeen eroosion takia. On myös huomioitava, että jo turpeen käsittelyssä näytesuolla tai laboratoriossa kontaminaatioriski on olemassa. Näytteiden huolellinen käsittely jokaisessa työvaiheessa on tärkeää riskin minimoimiseksi. Tällöin virheellisiä arvoja ei päädy myöskään osaksi ikä-syvyysmallinnusta, joka perustuu ajoituksiin ja niistä laskettuihin todennäköisyyksiin.

Turvesarjojen hiilikertymää kasvattaa raja-alue tuhannen viimeisimmän vuoden ajanjaksoon, sillä pintakerroksissa hiilikertymä on turpeen heikon maatuneisuuden vuoksi aina pohjakerroksia suurempi, eikä turve voi olla maatuneenakaan suon pinnan läheisissä kerroksissa niin tiivistä, kuin syvemmällä suossa, jossa suon sisällä oleva vesi sekä pintaturpeen paino tiivistävät pohjakerroksia. Heikosti maatunutta pintaturvetta ja sen hiilikertymiä ei siis voida suoraan verrata syvempien, pitkälle maatuneiden kerrosten hiilikertymiin. Toisaalta myös ikeroudan sulamisella on huomattu olevan yhteys ikeroutasoiden suuriin hiilikertymiin (Treat ym. 2016). Ikeroudan sulaminen on todennäköinen taustavaikuttaja korkeisiin kertymääroihin, sillä pohjoisen ikeroudan on huomattu lämmenneen ja ikeroutakerroksen ohentuneen 1980-luvulta lähtien huomattavasti (Vaughan ym. 2013). Samaan aikaan myös Euroopan puoleisen Pohjois-Venäjän ikeroutakerrosten on huomattu osittain sulaneen kokonaan ja epäjatkuvan ja jatkuvan ikeroutavyöhykkeen eteläisimmät reunat ovat siirtyneet huomattavasti aiempaa pohjoisemmaksi (Vaughan ym. 2013). Sulamisen yhteyttä hiilikertymään voitaisiin tutkia tarkastelemalla näytesarjojen hydrologian vaihtelua esimerkiksi kuoriamebojen avulla.

Vaikka tutkimuksen perusteella arktisten soiden voidaan sanoa kerryttäneen hiiltä lämpenemisen myötä aiempaa enemmän, historiallisen kertymän perusteella ei voida suoraan väittää soiden kerryttävän hiiltä voimakkaasti myös tulevaisuudessa. Tähän vaikuttavat myös alueelliset ilmasto-erot: paikallisesti esimerkiksi Rogovayan ilmasto on mantereisempi kuin Kuolan niemimaan

ilmasto, joten alueet myös reagoivat ilmastomuutokseen hieman eri tavoin. Tutkimukseen valitut suoalueet pyrittiin kuitenkin valitsemaan mahdollisimman laajalta alueelta, jotta tuloksia voitaisiin yleistää koskemaan koko arktista aluetta ja sen soiden hiilikertymää. Vaikka näytesarjoja oli huomattavan paljon verrattuna tähänastiseen tutkimukseen, tulosten hyödynnettävyys hiilensidontaennusteita varten voisi parantua entisestään, jos tuloksiin yhdistettäisiin myös soita laajemmalta alueelta, esimerkiksi Pohjois-Amerikasta ja Siperiasta. Laajojen tutkimusten tekoa hankaloittaa kuitenkin niiden kallis hinta sekä suoalueiden saavutettavuus.

On myös huomattava, että vaikka suo vaikuttaisi kertymäärojen perusteella sitovan aiempaa enemmän hiiltä ilmakehästä, näin ei välttämättä todellisuudessa ole: suo saattaa muilla mittareilla mitattaessa hävitä hiiltä, vaikka hiilikertymät olisivatkin suuria (Young ym. 2019). Tämän vuoksi historiallisia kertymääroja on tulkittava aina varovasti suhteessa nykyisiin, esimerkiksi kammiomittauksilla suoritettuihin hiilivuomittauksiin. On silti hyvin todennäköistä, että lämpenemisen myötä kasvien kasvukausi pitenee ja kasvit voivat sitoa hiiltä maaperään entistä pidemmän ajan vuodesta. Hiilensidontaan vaikuttavat huomattavasti kuitenkin myös kosteusolosuhteet sateisuuden, kuivien jaksojen ja ikiroudan sulamisen myötä. Viimeisimmissä tutkimuksissa on huomattu, että Euroopan suot ovat muuttuneet aiempaa kuivemmiksi viimeisten vuosisatojen aikana, millä on vaikutusta niiden hiilidioksidipäästöjen määrään (Swindles ym. 2019). Soiden kuivuminen vähentää hiilidioksidin sitoutumista ilmasta soihin ja samalla kasvattaa hiilidioksidin vapautumista suon kuivahkoista, hapellisista pintakerroksista takaisin ilmakehään (Kwon ym. 2019).

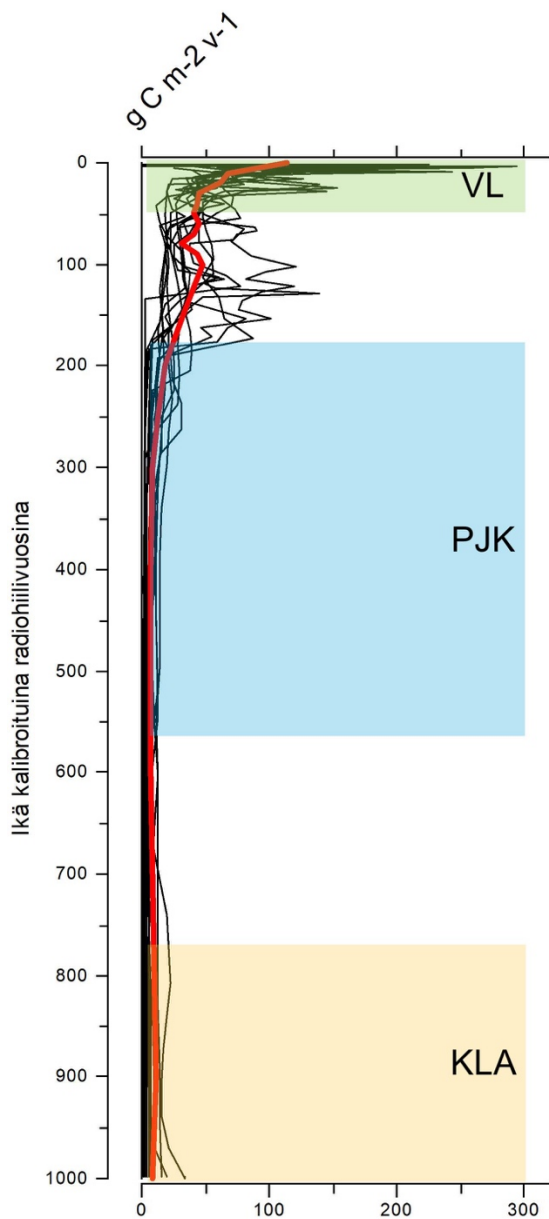
Lämpenemisen myötä suot saattavat muuttua paikoitellen myös aiempaa kosteammiksi ikiroudan sulamisen myötä ja muuttua siten aiempaa suuremmiksi metaanin lähteiksi (McGuire ym. 2009). Ikirouta-alueilla maaperän lämpeneminen johtaa usein topografisiin muutoksiin ja pienen mittakaavan hydrologisten muotojen syntymiseen, kun ikirouta sulaa ja maaperä painuu, jolloin korkeammat kummut muuttuvat aiempaa kuivemmiksi, kun vesi valuu lateraalisesti niiltä kohti matalampia kuoppia (O'Donnell ym. 2011). Ikiroudan sulaminen vaikuttaa myös siihen, kuinka syvälle hajotusprosessi turpeessa yltää. Ikiroudan sulamisen on huomattu vaikuttavan vanhojen, paljon hiiltä sisältävien turvekerrosten päätymiseen takaisin osaksi maatumisprosessia ja sitä kautta hiilen kiertoa, jolloin suolta voi vapautua hiiltä entistä enemmän, etenkin jos sulaminen jatkuu vuosikymmenien ajan (Schuur ym. 2009; Vonk ym. 2012; Jones ym. 2017). On ennustettu, että nykyisellä lämpenemisvauhdilla jopa noin 5–15 % ikiroutasoiden hiilivarastoista voisi vapautua ilmakehään vuoteen 2100 mennessä, millä olisi voimakkaasti kasvihuoneilmiötä voimistava vaikutus (Schuur ym. 2015).

6. JOHTOPÄÄTÖKSET

Tutkimuksen perusteella voidaan sanoa, että yleisesti lämpimät ilmastojaksot näyttävät kiihdyttävän hiilen kertymistä turpeeseen ja viileät jaksot puolestaan hidastavan sitä. Subarktisen alueen ikiroutasoilla Ruotsissa ja Venäjällä viimeisen tuhannen vuoden aikana syntyneessä hiilikertymässä ei ollut merkittäviä alueellisia eroja, mutta saman alueen sisällä soiden välillä oli vaihtelua niin soiden iässä kuin turpeen ominaisuuksissakin. Yleisesti kaikki tutkitut suoalueet näyttävät kuitenkin reagoineen viimeisen tuhannen vuoden aikana tapahtuneisiin ilmastovaihteluihin yhteneväisesti (kuva 16). Keskiajan lämpöanomalian vaikutus hiilikertymään oli heikosti positiivinen soilla, mutta lämmin ajanjakso ei erottunut näytteissä kuitenkaan yksiselitteisen voimakkaina hiilikertymäarvoina. Sen sijaan pienen jääkauden viileä ajanjakso erottui kaikissa näytteissä matalina hiilikertyminä, mistä voidaan päätellä kylmän ilmastojakson vaikuttavan hiilikertymään negatiivisesti. Pienen jääkauden jälkeinen lämpeneminen sekä viimeisin voimakas, noin 1980-luvulla alkanut voimakkaan lämpenemisen aika erottuvat molemmat kaikissa näytteissä erittäin selvästi voimistuneena hiilen kertymisestä soihin. Tutkimuksen perusteella ilmaston lämpenemisen voisi siis olettaa lisäävän hiilen sitoutumista arktisiin soihin.

Ilmastomuutos muuttaa soita kuitenkin myös niiden kosteusolosuhteilta sekä kasvillisuudelta, joilla molemmilla on merkittävä vaikutus soiden hiilensidontakykyyn. Ilmaston lämpenemisen myötä etenkin ikiroudan sulaminen vaikuttaa huomattavasti soiden toimintaan. Myös ihmisen suora toiminta soilla muuttaa soita luonnontilaisista ihmisen muokkaamiksi ja vaikuttaa niiden ekologiseen tilaan. Vaikka menneiden ilmastovaihteluiden suhteesta soiden hiilenkertymisnopeuteen ei voidakaan tehdä suoria johtopäätöksiä tämänhetkisen ilmaston lämpenemisen vaikutuksesta soihin, menneitä vaikutuksia tutkimalla voidaan tehdä ennusteita ja malleja tulevaisuutta varten. Menneitä kertymäarvoja tutkimalla ja vertailemalla niitä muihin suon tilasta kertoviin parametreihin, kuten nykyisiin vuomittauksiin, menneisiin kosteusvaihteluihin ja kasvillisuuden muutoksiin, soiden toiminnasta on mahdollista muodostaa tarkka kuva, jonka avulla soiden dynamiikkaa ja ilmastovasteita voidaan ymmärtää entistä paremmin.

Arktiset alueet lämpenevät ilmastomuutoksen myötä muita maapallon alueita nopeammin, minkä vuoksi muutokset alueiden ekosysteemeissä voivat olla huomattavan suuria. Pohjoisten ja arktisten soiden merkitys on ilmastomuutoksen kannalta erityisen tärkeä, sillä ne toimivat sekä hiilen nieluina että sen lähteinä. Arktisiin ikiroutasoihin on sitoutunut huomattava osa koko maapallon hiilestä, minkä vuoksi niillä on kyky sekä viilentää että lämmittää ilmastoa.



Kuva 16. Kaikkien näytesarjojen hiilikertymä suhteessa ilmastoanomalioihin. Punainen paksu viiva esittää kaikkien näytesarjojen keskiarvoisen hiilikertymän. Keskiajan lämpöanomalian (KLA) vaikutus hiilikertymään on hyvin heikosti positiivinen, kun taas pienen jääkauden aikana syntyneissä turvekerroksissa hiiltä on kertynyt soihin hitaasti. Pienen jääkauden (PJK) loppupuolella ja sen loputtua kaikki tutkimussuot ovat alkaneet kerryttää hiiltä huomattavasti nopeammin kuin pienen jääkauden aikana ja viimeisimmän lämpöjakson (VL) aikana kertyminen on ollut erittäin voimakasta.

7. LÄHTEET

- Ahn, J., E. J. Brook, L. Mitchell, J. Rosen, J. R. McConnell, K. Taylor, D. Etheridge & M. Rubino (2012). Atmospheric CO₂ over the last 1000 years: A high-resolution record from the West Antarctic ice sheet (WAIS) divide ice core. *Global Biogeochemical Cycles* 26: 2, GB2027.
- Appleby, P. G. & F. R. Oldfield (1978). The calculation of 210Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *Catena (Supplement)* 5, 1–8.
- Arktinen keskus, Lapin yliopisto (2020). Arktisen alueen määritelmät.
<<http://www.arcticcentre.org/FI/arktinenalue/maaritelma>> Luettu 28.4.2020.
- Belyea, L. R. (2009). Non-linear dynamics of peatlands and potential feedbacks on the climate system. *Northern peatlands and carbon cycling*, s. 5–18. Washington D.C., American Geophysical Union.
- Billett, M. F., S. M. Palmer, D. Hope, C. Deacon, R. Storeton-West, K. J. Hargreaves, C. Flechard & D. Fowler (2004). Linking land-atmosphere-stream carbon fluxes in a lowland peatland system. *Global Biochemical Cycles* 18:1.
- Billett, M. F., D. J. Charman, J. M. Clark, C. D. Evans, M. G. Evans, N. J. Ostle,... R. Rose (2010). Carbon balance of UK peatlands: current state of knowledge and future research challenges. *Climate Research* 45, 13–29.
- Bintanja, R. & O. Andry (2017). Towards a rain-dominated Arctic. *Nature Climate Change* 7, 263–267.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5: 5, 512–518.
- Blaauw, M. & J. A. Christen (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457–474.
- Booth, R. K. & S. T. Jackson (2003). A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA. *The Holocene* 13: 6, 863–876.
- Bragazza, L., A. Buttler, B. J. M. Robroek, R. Albrecht, C. Zaccone, V. E. J. Jassey & C. Signarbieux (2016). Persistent high temperature and low precipitation reduce peat carbon accumulation. *Global Change Biology* 22:12, 4114–4123.
- Bridgham, S. D., H. Cadillo-Quiroz, J. K. Keller & Q. Zhuang (2012). Methane emissions from wetlands: biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales. *Global Change Biology* 19:5, 1325–1346.
- Budikova, D. (2009). Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global and Planetary Change* 68: 3, 149–163.
- Chapin III, F. S. & G. R. Shaver (1988). Differences in carbon and nutrient fractions among arctic growth forms. *Oecologia* 77:4, 506–514.
- Chapin III, F. S., M. Sturm, M. C. Serreze, J. P. McFadden, J. R. Key, A. H. Lloyd, ... J. M. Welker (2005). Role of land-surface changes in arctic summer warming. *Science* 310:5748, 657–660.

- Charman, D. J., D. W. Beilman, M. Blaaw, R. K. Booth, S. Brewer, F. M. Chambers, ... Y. Zhao (2013). Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences* 10:2, 929–944.
- Chimner, R. A., T. G. Pypker, J. A. Hribljan, P. A. Moore & J. M. Waddington (2017). Multi-decadal changes in water table levels alter peatland carbon cycling. *Ecosystems* 20, 1042–1057.
- Christensen, T. R., T. Johansson, M. Olsrud, L. Ström, A. Lindroth, M. Mastepanov, ... T. V. Callaghan (2009). *A catchment scale process study of carbon and greenhouse gas exchange in a subarctic landscape*. Teoksessa: S. Fronzek, M. Johansson, T. R. Christensen, T. R. Carter, T. Friborg & M. Luoto (toim.): Proceedings of the PALSALARM Symposium, Abisko, Sweden, 28–30 October 2008. Reports of Finnish Environment Institute 3:41–43.
- Climate-data (2020). Climate data for cities worldwide. <<https://en.climate-data.org/>>. Luettu 26.4.2020.
- Clymo, R. S. (1983). *Peat*. Teoksessa: A. J. P. Gore (toim.): Ecosystems of the world. 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor. Regional studies, 159–224. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- Clymo, R. S. (1984). The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 303:1117, 605–654.
- Clymo, R. S., J. Turunen, K. Tolonen (1998). Carbon accumulation in peatland. *Oikos* 81: 2, 368–388.
- Cohen, J., J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland & J. Jones (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience* 7:9, 627–637.
- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, ... M. Wehner (2013). *Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility*. Teoksessa Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (toim.). Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cook, E. R., J. Esper, R. D. D'Arrigo (2004). Extra-tropical Northern Hemisphere and land temperature variability over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews* 23: 20–22, 2063–2074.
- Curry, J. A., J. L. Schramm & E. E. Ebert (1995). Sea ice-albedo feedback mechanism. *Journal of Climate* 8, 240–247.
- Davidson, E. A. & I. A. Janssens (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440:7081, 165–173.
- Diaz, H. F., R. Trigo, M. K. Hughes, M. E. Mann, E. Xoplaki & D. Barriopedro (2011). Spatial and temporal characteristics of climate in medieval times revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92: 11, 1487–1500.

- Dorrepaal, E., S. Toet, R. S. P. van Logtestijn, E. Swart, M. J. van de Weg, T. V. Callaghan & R. Aerts (2009). Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature* 460, 616–619.
- Esper, J., E. R. Cook, F. H. Schweingruber (2002). Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295, 2250–2253.
- Estop-Aragónés, C., M. D. A. Cooper, J. P. Fisher, A. Thierry, M. H. Garnett, D. J. Charman, ... I. P. Hartley (2018). Limited release of previously-frozen C and increased new peat formation after thaw in permafrost peatlands. *Soil Biology and Biochemistry* 118, 115–129.
- Fahnestock, J. T., M. H. Jones, P. D. Brooks, D. A. Walker & J. M. Welker (1998). Winter and early spring CO₂ efflux from tundra communities of northern Alaska. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* 103:D22, 29023–29027.
- Frolking, S., J. Talbot & M. C. Jones (2011). Peatlands in the Earth's 21st century coupled climate-carbon system. *Environmental Reviews* 19, 371–396.
- Fronzek, S., M. Luoto & T. R. Carter (2006). Potential effect of climate change on the distribution of peatlands in subarctic Fennoscandia. *Climate Research* 32: 1, 1–12.
- Galka, M., M. Szal, E. J. Watson, A. Gallego-Sala, M. J. Amesbury, D. J. Charman, ... G. T. Swindles (2017). Vegetation succession, carbon accumulation, and hydrological change in subarctic peatlands, Abisko, Northern Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes* 28:4, 589–604.
- Gao, Y., J. Couwenberg (2015). Carbon accumulation in a permafrost polygon peatland: steady long-term rates in spite of shifts between dry and wet conditions. *Global Change Biology* 21, 803–815.
- Garneau, M., S. van Bellen, G. Magnan, V. Beaulieu-Audy, A. Lamarre & H. Asnong (2014). Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada. *Holocene* 24: 9, 1043–1053.
- Gill, A. L., M. A. Giasson, A. C. Finzi (2017). Deep peat warming increases surface methane and carbon dioxide emissions in a black spruce-dominated ombrotrophic bog. *Global Change Biology* 23: 12, 5398–5411.
- Godwin, H. (1962). Radiocarbon dating. *Nature* 195, 943–945.
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications* 1, 182–195.
- Graversen, R. G., T. Mauritsen, M. Tjernström, E. Källén & G. Svensson (2008). Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature* 451:7174, 53–U4.
- Halsey, L. A., D. H. Vitt & S. C. Zoltai (1995). Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Climatic Change* 30:1, 57–73.
- Heilbig, M., J. M. Waddington, P. Alekseychik, B. D. Amiro, M. Aurela, A. G. Barr, ... V. Zyryanov (2020). Increasing contribution of peatlands to boreal evapotranspiration in a warming climate. *Nature Climate Change*.
- Heimann, M. & M. Reichstein (2008). Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature* 451, 289–292.

- Hodgkins, S. B., M. M. Tfaily, C. K. McCalley, T. A. Logan, P. M. Crill, S. R. Saleska, V. I. Rich & J. F. Chanton (2014). Changes in peat chemistry associated with permafrost thaw increase greenhouse gas production. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 111, 5819–5824.
- Houghton, R. A. (2007). Balancing the global carbon budget. *Annual Review of Ecology and Planetary Science* 35, 313–347.
- Hugelius, G., J. Strauss, S. Zubrzycki, J. W. Harden, E. A. G. Schuur, C. L. Ping, ... P. Kuhry (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences* 11:23, 6573–6593.
- Hugo Alehnus, UNEP/ GRID-Arendal (2007). Permafrost extent in the Northern Hemisphere. < <https://www.grida.no/resources/5234> > Luettu 28.4.2020.
- IPA (2020). International Permafrost Association. *What is permafrost?* < <https://ipa.arcticportal.org/publications/occasional-publications/what-is-permafrost> > Luettu 28.4.2020.
- Joabsson, A., T. R. Christensen & B. Wallen (1999). Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology & Evolution* 14:10, 385–388.
- Jones, M., J. Harden, J. O'Donnell, K. Manies, T. Jorgenson, C. Treat & S. Ewing (2017). Rapid carbon loss and slow recovery following permafrost thaw in boreal peatlands. *Global Change Biology* 23:3, 1109–1127.
- Kelly, T. J., I. T. Lawson, K. H. Roucoux, T. R. Baker, T. D. Jones & N. K. Sanderson. The vegetation history of an Amazonian domed peatland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 468, 129–141.
- Klein, E. S., R. K. Booth & Z. Yu (2013). Hydrology-mediated differential response of carbon accumulation to late Holocene climate change at two peatlands in Southcentral Alaska. *Quaternary Science Reviews* 64, 61–75.
- Kuhry, P. & D. H. Vitt (1996). Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology* 77: 1, 271–275.
- Kwon, M. J., M. Heimann, O. Kolle, K. A. Luus, E. A. G. Schuur, N. Zimov, S. A. Zimov & M. Göckede (2016). Long-term drainage reduces CO₂ uptake and increases CO₂ emissions on a Siberian floodplain due to shifts in vegetation community and soil thermal characteristics. *Biogeosciences* 13, 4219–4235.
- Laine, A. M., P. Mäkiranta, R. Laiho, L. Mehtätalo, T. Penttilä, A. Korrensalo, K. Minkkinen, H. Fritze & E. S. Tuittila (2019). Warming impacts on boreal fen CO₂ exchange under wet and dry conditions. *Global Change Biology* 25:6, 1995–2008.
- Lamarre, A., M. Garneau & H. Asnong (2012). Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology* 186, 131–141.
- Libby, W. F. (1961). Radiocarbon dating: The method is of increasing use to the archaeologist, the geologist, the meteorologist, and the oceanographer. *Science* 133:345, 621–629.

- Linderholm, H. W., M. Nicolle, P. Francus, K. Gajewski, S. Helama, A. Korhola,... M. Väliranta (2018). Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years: current understanding and research challenges. *Climate of the Past* 14: 4, 473–514.
- Loisel, J. & Z. Yu (2013). Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118, 41–53.
- Loisel, J., Z. Yu, D. W. Beilman, P. Camill, J. Alm, M. J. Amesbury,... W. Zhou (2014). A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene* 24:9, 1028–1042.
- Lundqvist, J. (1969). *Earth and ice mounds: a terminological discussion*. Teoksessa: Péwé, T. L. (toim.). The Periglacial Environment: Past and Present. McGill-Queen's University Press, Montreal. 203–215.
- Luoto, M., S. Fronzek & F. S. Zuidhoff (2004). Spatial modelling of palsa mires in relation to climate in Northern Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1373–1387.
- MacDonald, G. M., D. W. Beilman, K.V. Kremenetski, Y. W. Sheng, L. C. Smith & A. A. Velichko (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science* 314: 5797, 285–288.
- Macdougall, J. D. (2013). Frozen earth: the once and future story of ice ages. University of California Press, 256 s.
- Mack, M. C., E. A. G. Schuur, M. S. Bret-Harte, G. R. Shaver & F. S. Chapin III (2004). Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long-term nutrient fertilization. *Nature* 431, 440–443.
- Mann, M. E. (2007). Climate over the past two millenia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 111–136.
- Mann, M. E., Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi & F. Ni (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256–1260.
- Mathijssen, P., J. P. Tuovinen, A. Lohila, M. Aurela, S. Juutinen, T. Laurila, E. Niemelä, E.-S. Tuittila & M. Väliranta. Development, carbon accumulation, and radiative forcing of a subarctic fen over the Holocene. *The Holocene* 24:9, 1156–1166.
- Mauquoy, D., T. Engelkes, M. H. M. Groot, F. Markesteijn, M. G. Oudejans, J. van der Plicht & P. van Geel (2002). High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186: 3–4, 275–310.
- Mauquoy, D., B. van Geel, M. Blaauw, A. Speranza, J. van der Plicht (2004). Changes in solar activity and Holocene climatic shifts derived from 14C wiggle-match dated peat deposits. *The Holocene* 14: 1, 45–52.
- McConnell, N. A., M. R. Turetsky, A. D. McGuire, E. S. Kane, M. P. Waldrop & J. W. Harden (2013). Controls on ecosystem and root respiration across a permafrost and wetland gradient in interior Alaska. *Environmental Research Letters* 8:4, 045029.

- McGuire, A. D., L. G. Anderson, T. R. Christensen, S. Dallimore, L. D. Guo, D. J. Hayes,... N. Roulet (2009). Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs* 79: 4, 523–555.
- Michaelson, G. J., C. L. Ping & J. M. Kimble (1996). Carbon storage and distribution in tundra soils of Arctic Alaska, USA. *Arctic and Alpine Research* 28:4, 414–424.
- Minke, M., N. Donner, N. S. Karpov, P. de Klerk, H. Joosten (2007). Distribution, diversity, development and dynamics of polygon mires: examples from Northeast Yakutia (Siberia). *Peatlands International* 1/2007, 36–40.
- Myhre, G., D. Shindell, F-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestad, J. Huang, ... H. Zhang (2013). *Anthropogenic and natural radiative forcing*. Teoksessa: Stocker, T. F., D. Qin, G-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (toim.). Climate Change. The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 659–740.
- Männistö, E., A. Korrensalo, P. Alekseychik, I. Mammarella, O. Peltola, T. Vesala & E. S. Tuittila (2019). Multi-year methane ebullition measurements from water and bare peat surfaces of patterned boreal bog. *Biogeosciences* 16:11, 2409–2421.
- NASA (2020). The study of Earth as an integrated system. NASA Science: Earth system science. < https://climate.nasa.gov/nasa_science/science/ > Luettu 23.5.2020.
- O'Donnell, J. A., M. T. Jorgenson, J. W. Harden, A. D. McGuire, M. Z. Kanevskiy & K. P. Wickland (2011). The effects of permafrost thaw on soil hydrologic, thermal, and carbon dynamics in an Alaskan peatland. *Ecosystems* 15, 213–229.
- Oechel, W. C., G. L. Vourlitis & S. J. Hastings (1997). Cold-season CO₂ emission from arctic soils. *Global Biogeochemical Cycles* 11, 163–172.
- Osterkamp, T. E. (2007). Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface* 112:F2.
- Pastor, J., J. Solin, S. D. Bridgman, K. Updegraff, C. Harth, P. Weishampel & B. Dewey (2003). Global warming and the export of dissolved organic carbon from boreal peatlands. *Oikos* 100:2, 380–386.
- Piilo, S. R., H. Zhang, M. Garneau, A. Gallego-Sala, M. J. Amesbury & M. M. Välimäki (2019). Recent peat and carbon accumulation following the Little Ice Age in northwestern Québec, Canada. *Environmental Research Letters* 14: 7, 075002.
- R Development Core Team (2016). *A language and environment for statistical computing*. The R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Raich, J. W. & W. H. Schlesinger (1992). The global carbon-dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus Series B – Chemical and Physical Meteorology* 44:2, 81–99.
- Raich, J. W. & C. S. Potter (1995). Global patterns of carbon-dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles* 9:1, 23–36.

- Reichstein, M., A. Rey, A. Freibauer, J. Tenhunen, R. Valentini, J. Banza,... D. Yakir (2003). Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochemical Cycles* 17:4
- Roulet, N. T., P. M. Lafleur, P. J. H. Richard, T. R. Moore, E. R. Humphreys & J. Bubier (2007). Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology* 13, 397–411.
- Rydin, H. & J. K. Jeglum (2006). *The biology of peatlands*. Oxford University Press, UK, 400 s.
- Scharlemann, J. P. W., E. V. J. Tanner, R. Hiederer & V. Kapos. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management* 5: 1, 81–91.
- Schimel, J. P. (1995). Plant transport and methane production as controls on methane flux from arctic wet meadow tundra. *Biogeochemistry* 28, 183–200.
- Schurer, A. P., G. C. Hegerl, M. E. Mann, S. F. B. Tett & S. J. Phipps (2013). Separating forced from chaotic climate variability over the past millennium. *Journal of Climate* 26: 18, 6954–6973.
- Schuur, E. A. G., J. Bockheim, J. G. Canadell, E. Euskirchen, C. B. Field, S. V. Goryachkin,... S. A. Zimov (2008). Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *Bioscience* 58:8, 701–714.
- Schuur, E. A. G., J. G. Vogel, K. G. Crummer, H. Lee, J. O. Sickman & T. E. Osterkamp (2009). The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature* 459, 556–559.
- Schuur, E. A. G., A. D. McGuire, C. Schadel, G. Grosse, J. W. Harden, D. J. Hayes,... J. E. Vonk (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature* 520: 7546, 171–179.
- Schuur, E. A. G., E. R. M. Druffel & S. E. Trumbore (2016; toim.). *Radiocarbon and climate change: mechanisms, applications and laboratory techniques*. 513 s. Springer, Cham.
- Schädel, C., M. K.-F. Bader, E. A. G. Schuur, C. Biasi, R. Bracho, P. Capek,... K. P. Wickland (2016). Potential carbon emissions dominated by carbon dioxide from thawed permafrost soils. *Nature Climate Change* 6, 950–953.
- Segal, A. D. & P. F. Sullivan (2014). Identifying the sources and uncertainties of ecosystem respiration in Arctic tussock tundra. *Biogeochemistry* 121:3, 489–503.
- Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. I. Chapin, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky,... R. G. Barry (2000). Observational evidence of recent climate change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change* 46:1, 159–207.
- Serreze, M. C. & J. A. Francis (2006). The Arctic amplification debate. *Climatic Change* 76:3–4, 241–264.
- Serreze, M. C. & R. G. Barry (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change* 77: 1–2, 85–96.
- Shore, J. S., D. D. Bartley & D. D. Harkness (1995). Problems encountered with the C-14 dating of peat. *Quaternary Science Reviews* 14:4, 373–383.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor & H. L. Miller (2007; toim.). *Climate Change 2007: The physical science basis*. 996 s. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Ström, L., T. Tagesson, M. Mastepanov & T. R. Christensen (2012). Presence of *Eriophorum scheuchzeri* enhances substrate availability and methane emission in Arctic wetland. *Soil Biology & Biochemistry* 45, 61–70.
- Sturm, M., J. Schimel, G. Michaelson, J. M. Welker, S. F. Oberbauer, G. E. Liston, J. Fahnestock & V. E. Romanovsky (2005). Winter biological processes could help convert arctic tundra to shrubland. *BioScience* 55:1, 17–26.
- Swindles, G. T., E. Watson, T. E. Turner, J. M. Galloway, T. Hadlari, J. Wheeler & K. L. Bacon (2015a). Spheroidal carbonaceous particles are a defining stratigraphic marker for the Anthropocene. *Scientific Reports* 5, 10264.
- Swindles, G. T., P. J. Morris, D. Mullan, E. J. Watson, T. E. Turner, T. P. Roland,... J. M. Galloway (2015b). The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate change. *Scientific Reports* 5, 17951.
- Swindles, G. T., P. J. Morris, D. J. Mullan, R. J. Payne, T. P. Roland, M. J. Amesbury,... B. Warner (2019). Widespread drying of European peatlands in recent centuries. *Nature Geoscience* 12:11, 922–928.
- Tape, K., M. Sturm & C. Racine (2006). The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic. *Global Change Biology* 12:4, 686–702.
- Tarnocai, C., J. G. Canadell, E. A. G. Schuur, P. Kuhry, G. Mazhitova & S. Zimov (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles* 23:2, 1–11.
- Taylor, R. E. (2000). Fifty years of radiocarbon dating. *American Scientist* 88:1, 60–67.
- Treat, C. C., M. C. Jones, P. Camill, A. Gallego-Sala, M. Garneau, J. W. Harden,... M. Väliranta (2016). Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 121: 1, 78–94.
- Tuittila, E.-S., S. Juutinen, S. Frolking, M. Väliranta, A. M. Laine, A. Miettinen,... P. Merilä (2013). Wetland chronosequence as a model of peatland development: vegetation succession, peat and carbon accumulation. *Holocene* 23: 1, 25–35.
- Turunen, J., E. Tomppo, K. Tolonen & A. Reinikainen (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *The Holocene* 12:1, 69–80.
- Turunen, J. (2003). Past and present carbon accumulation in undisturbed boreal and subarctic mires: a review. *Suo* 54: 1, 15–28.
- Vartapetian, B. B., M. B. Jackson (1997). Plant adaptations to anaerobic stress. *Annals of Botany* 79, 3–20.
- Vaughan, D. G., J. C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok,... T. Zhang (2013). *Observations: Cryosphere*. Teoksessa Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.

- K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (toim.). Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vonk, J. E., L. Sánchez-García, B. E. van Dongen, V. Alling, D. Kosmach, A. Charkin,... Ö. Gustafsson (2012). Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia. *Nature* 489, 137–140.
- Welker, J. M., J. T. Fahnestock & M. H. Jones (2000). Annual CO₂ flux from dry and moist arctic tundra: field responses to increases in summer temperature and winter snow depth. *Climatic Change* 44, 139–150.
- Whalen, S. C. & W. S. Reeceburgh (1992). Interannual variations in tundra methane emission: A 4-year time series at fixed sites. *Global Biogeochemical Cycles* 6, 139–159.
- Whiting, G. J. & J. P. Chanton (1993). Primary production control of methane emission from wetlands. *Nature* 364:6440, 794–795.
- Willis, K. J., R. M. Bailey, S. A. Bhagwat & H. J. B. Birks (2010). Biodiversity baselines, thresholds and resilience: testing predictions and assumptions using palaeoecological data. *Trends in Ecology & Evolution* 25: 10, 583–591.
- Woodwell, G. M., F. T. Mackenzie, R. A. Houghton, M. Apps, E. Gorham & E. Davidson (1998). Biotic feedback in the warming of the Earth. *Climatic Change* 40:3–4, 495–518.
- Young, D. M., A. J. Baird, D. J. Charman, C. D. Evans, A. V. Gallego-Sala, P. J. Gill, P. D. M. Hughes, P. J. Morris & G. T. Swindles (2019). Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat. *Nature Scientific Reports* 9:17939.
- Yu, Z., D. Beilman & M. Jones (2009). *Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change*. Teoksessa: A. J. Baird, L.R. Belyea, X. Comas, A.S. Reeve & L.D. Slater (toim.): Carbon cycling in northern peatlands, 55–69. Washington, D.C., American Geophysical Union.
- Yvon-Durocher, G., A. P. Allen, D. Bastviken, R. Conrad, C. Gudas, A. St-Pierre, N. Thanh-Duc & P. A. del Giorgio (2014). Methane fluxes show consistent temperature dependence across microbial to ecosystem scales. *Nature* 507, 488–491.
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Review of Geophysics* 43: 4, RG4002.
- Zhang, H. (2018). *Responses of arctic permafrost peatlands to climate changes over the past millenia*. Väitöskirja, Helsingin yliopisto.
<<https://helda.helsinki.fi/bitstream/handle/10138/241222/response.pdf?sequence=2>>
- Zhang, H., A. V. Gallego-Sala, M. J. Amesbury, D. J. Charman, S. R. Piilo & M. M. Väliranta (2018). Inconsistent response of Arctic permafrost peatland carbon accumulation to warm climate phases. *Global Biogeochemical Cycles* 32:10, 1605–1620.

Öquist, M. G., B. H. Svensson (2002). Vascular plants as regulators of methane emissions from a subarctic mire ecosystem. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* 107:D21, 4580.

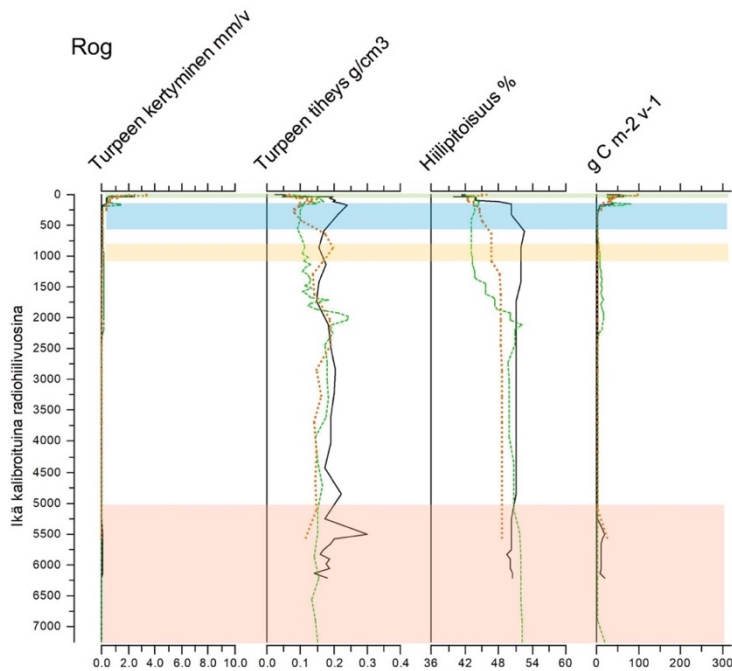
KIITOKSET

Tahdon kiittää kaikkia niitä tahoja, jotka ovat mahdollistaneet tutkielmani valmistumisen. Kiitos ohjaajilleni Minna Välrannalle ja Miska Luodolle erinomaisista kommentteista ja ohjeista tutkielman tekoon liittyen. Kiitos myös Sanna Piilolle, joka auttoi lukuisissa käytännön työvaiheissa ja antoi neuvoja sekä omaa aikaansa tämän maisterintutkielman edistymiseksi. Kiitokset koko Minna Välrannan tutkimusryhmälle, jolta sain tutkimusaiheen, -materiaaleja sekä paljon kokemusta tutkimuksen tekemisestä sekä Suomessa että Isossa-Britanniassa. Kiitos Suomen Akatemialle, joka rahoitti tutkimusryhmän tutkimuksen ja jonka rahoituksen avulla pääsin itsekin osaksi kansainvälistä huippututkimusta. Tahdon kiittää myös miestäni Jouni Kärppää kaikesta kannustuksesta vuosien varrella sekä ennen kaikkea tietoteknisestä avusta: tutkielma ei olisi valmis ilman sitä.

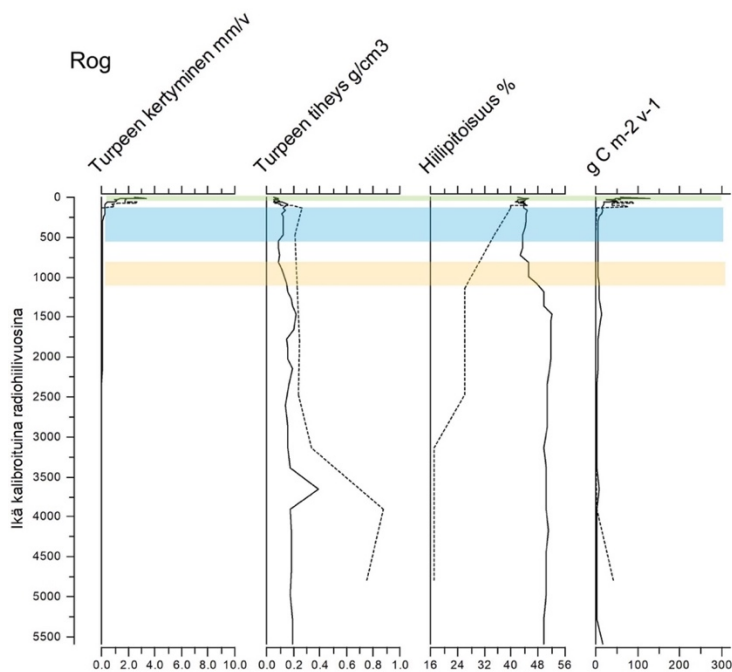
LIITTEET

Liite 1.

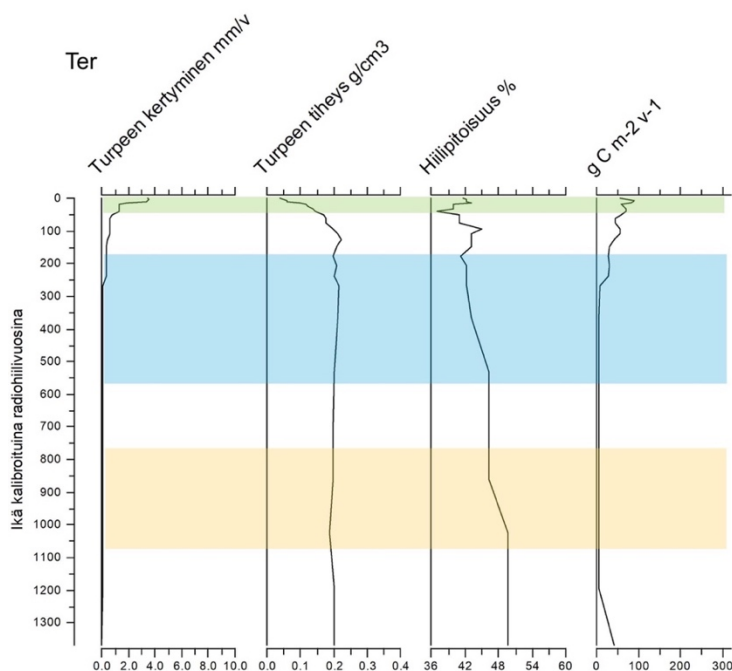
Kuviin on merkitty eri väreillä tunnetuimmat ilmastovaihtelut niin, että ylin vaaleanvihreä segmentti kuvaa viimeisintä noin 50 vuoden erityisen nopean ja voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa, sen alla oleva vaaleansininen väritys puolestaan pienen jääkauden (v. 1450–1850 jaa.) aikaa. Tämän alle sijoittuu keskiajan lämmin ajanjakso (keskimäärin noin vuosina 950–1250 jaa.) vaalean oranssin värillä. Näiden lisäksi vanhimpien näytteiden kuviin on merkitty punaisella holoseenin lämpömaksimi (9000–5000 vuotta sitten).



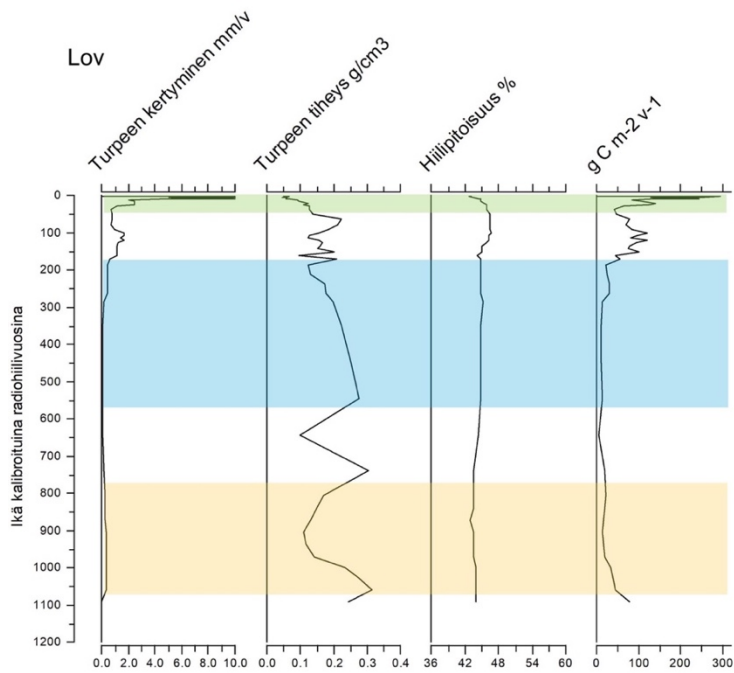
Kuva 1. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog2 (musta jatkuva viiva), Rog4 (vihreä katkoviiva) ja Rog8 (oranssi katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vanhimpien näytteiden punainen kerros on holoseenin lämpömaksimin aikana (n. 9000–5000 vuotta sitten), vaalean oranssi väri keskiajan lämpöanomalia (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pieni jääkausi (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisin noin 40–50 vuoden aikainen voimakkaan lämpenemisen ajanjakso. Rog2-näytesarjan hiilikertymä on keskimäärin $20,9 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja vaihteluväli $2,04\text{--}74,8 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$. Rog4-sarjassa keskimääräinen hiilikertymä on $18,6 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja se vaihtelee välillä $1,84\text{--}82,1 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$; Rog8-sarjassa puolestaan $25,6 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ vaihteluvälin ollessa $1,47\text{--}109 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



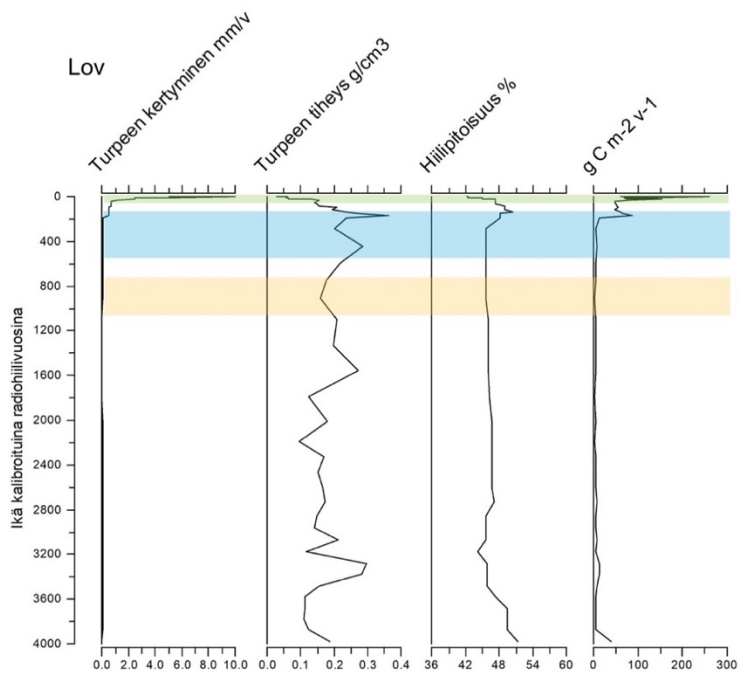
Kuva 2. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Rog11 (musta jatkuva viiva) ja Rog14 (musta katkoviiva). Huomaa poikkeava asteikko hiilipitoisuuksissa ja turpeen tiheydessä. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Hiilikertymä näytesarjassa Rog11 on keskimäärin $17,3 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja vaihtelee välillä 2,78–129,1 $\text{g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$; sarjassa Rog14 se on $42,8 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja vaihteluväli 0,74–90,2 $\text{g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



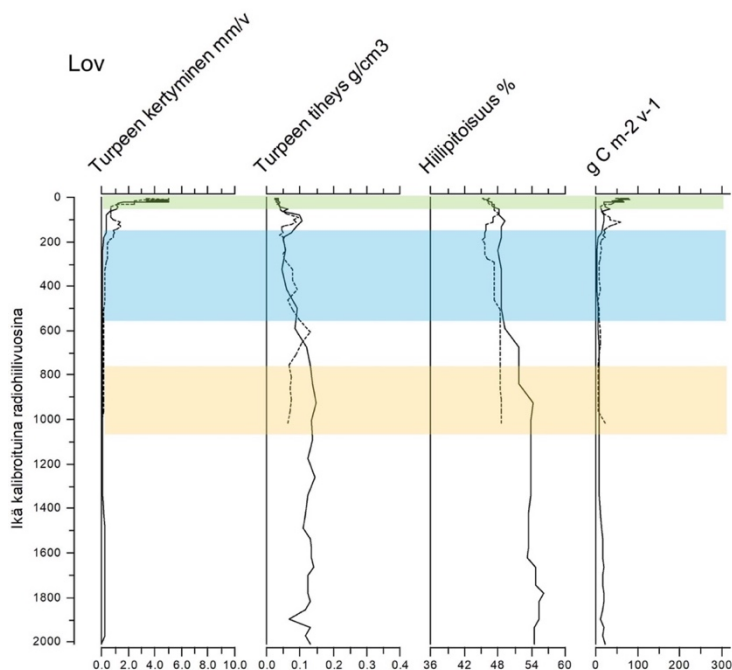
Kuva 3. urpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Ter2.1. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Hiilikertymä on pienimmillään pohjasedimenteissä ($5,5 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$) ja suurimmillaan nuorimmissa pintakerroksissa ($88,7 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$). Keskimääräinen hiilikertymä näytesarjassa on $42,9 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



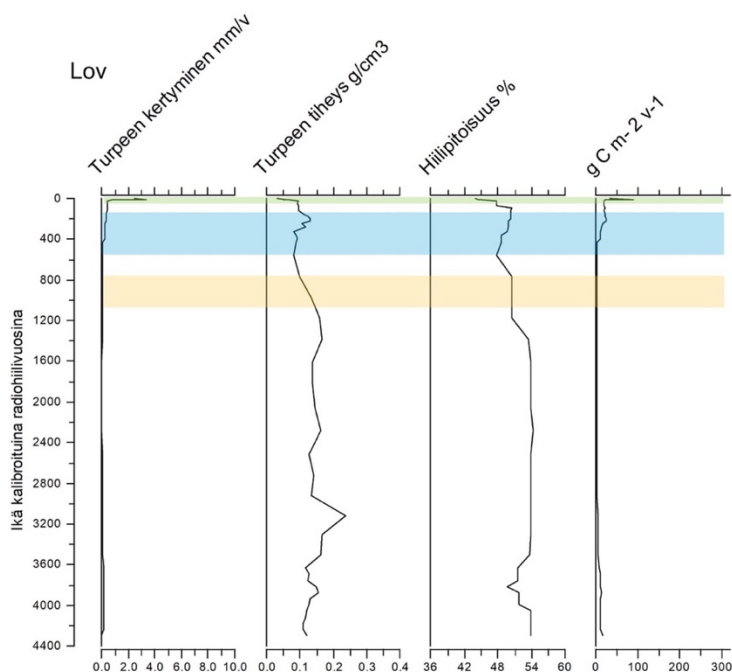
Kuva 4. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Lov1.3. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Hiilikertymä vaihtelee 0 ja $294,4 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ välillä ja on keskimäärin $78,2 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



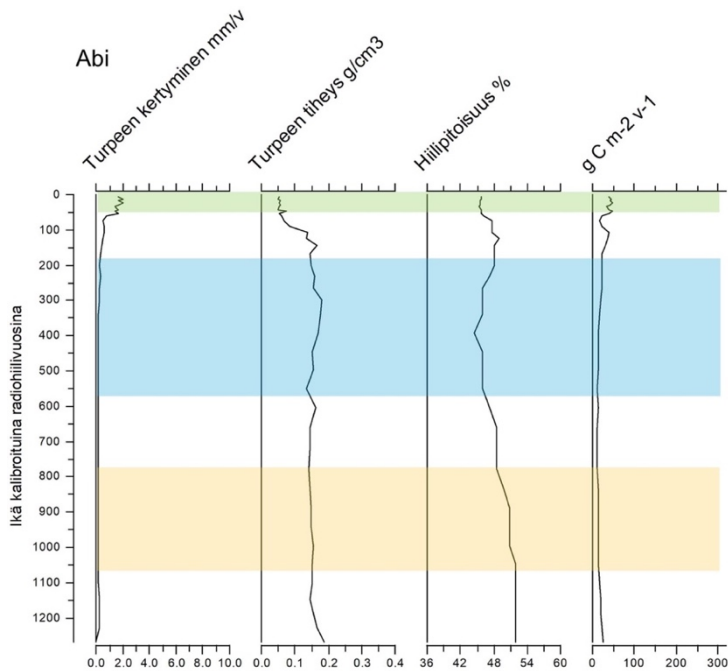
Kuva 5. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Lov2.2. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Keskimääräinen hiilikertymä näytesarjassa on $40,2 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja vaihteluväli $2,5\text{--}260,8 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



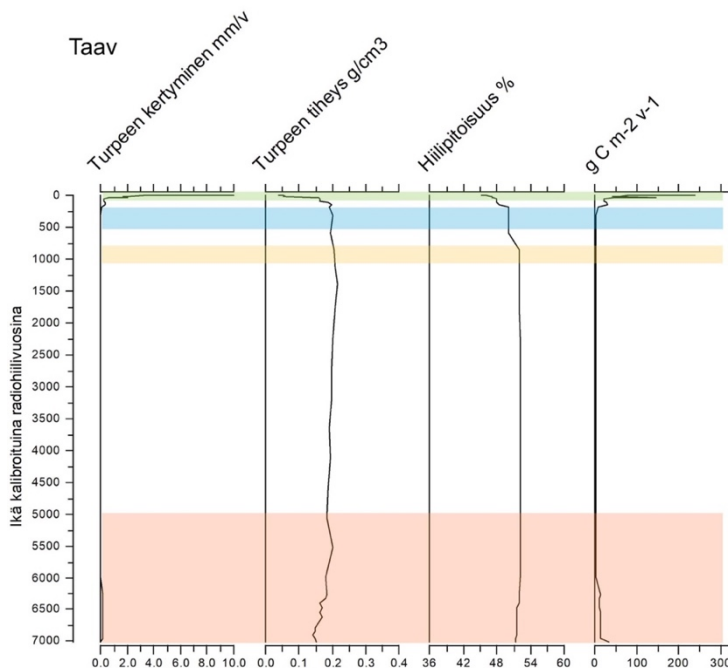
Kuva 6. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Lov3.1 (musta jatkuva viiva) ja Lov3.2 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Lov3.1-näytesarjassa hiilikertymä vaihtelee $2,49\text{--}79,4\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ välillä ja on keskimäärin $23,1\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$. Lov3.2-näytesarjan hiilikertymä vaihtelee välillä $6,3\text{--}82,35\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$, keskimääräinen hiilikertymä näytteessä on $23,4\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$.



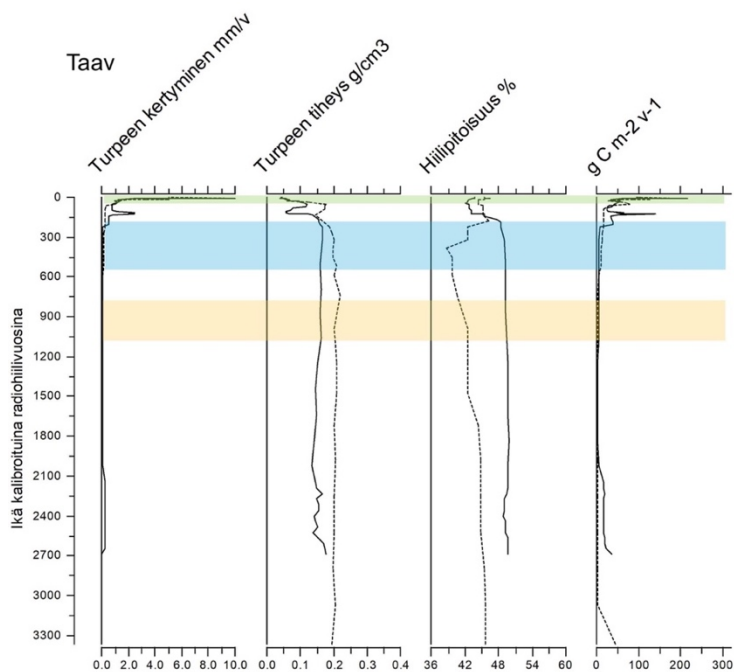
Kuva 7. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Lov3.3. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2018. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Hiilikertymän keskiarvo näytesarjassa on $15,7\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$ ja se vaihtelee välillä $1,91\text{--}88,5\text{ g m}^{-2}\text{v}^{-1}$.



Kuva 8. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Abi1.2. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2017. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Keskimäärin hiilikertymä näytesarjassa on $24,4 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja se vaihtelee $11,5\text{--}47,8 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ välillä.



Kuva 9. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjassa Taav1.1. Y-akselin vuosi 0 on näytesarjan keräysvuosi eli vuosi 2017. Vanhimpien näytteiden punainen kerros on holoseenin lämpömaksimin aikana (n. 9000–5000 vuotta sitten), vaalean oranssi väri keskiajan lämpöanomalia (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pieni jääkausi (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisin noin 40–50 vuoden aikainen voimakkaan lämpenemisen ajanjakso. Hiilikertymä vaihtelee koko näytesarjassa $2,08\text{--}237,6 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ välillä ja on keskimäärin $35 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.



Kuva 10. Turpeen ominaisuudet ja hiilikertymä näytesarjoissa Taav1.2 (musta jatkuva viiva) ja Taav2.1 (musta katkoviiva). Y-akselin vuosi 0 on näytesarjojen keräysvuosi eli vuosi 2017. Vaalean oranssi väri kuvaa keskiajan lämpöanomaliaa (n. vuosina 950–1250), vaalean sininen pientä jääkautta (n. vuosina 1450–1850) ja ylin vaalean vihreä viimeisintä noin 40–50 vuoden aikaista voimakkaan lämpenemisen ajanjaksoa. Taav1.2-näytesarjan hiilikertymä on keskimäärin $37,3 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja se vaihtelee $3,63\text{--}215,8 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ välillä. Taav2.1-sarjan hiilikertymä on keskimäärin $44,7 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$ ja vaihtelee välillä $3,15\text{--}188,7 \text{ g m}^{-2} \text{ v}^{-1}$.